

INAUGURAL -DISSERTATION

zur Erlangung der Doktorwürde

der Naturwissenschaftlich - Mathematischen Gesamtfakultät
der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg

vorgelegt von
M.Sc. Lisa Hantschel

geboren in Berlin

Tag der mündlichen Prüfung: 17. Oktober 2018

Beobachtung von Infiltrationsprozessen in sandigen Böden mit GPR

Gutachter:

Prof. Dr. Kurt Roth

Prof. Dr. Werner Aeschbach

Beobachtung von Infiltrationsprozessen in sandigen Böden mit GPR

In dieser Arbeit wird die Möglichkeit evaluiert, Infiltrationsprozesse mit der nichtinvasiven Messmethode GPR (Ground-Penetrating-Radar) zu untersuchen und aus diesen Daten hydraulische Bodeneigenschaften zu schätzen. Hierfür wird zunächst mit numerischen Simulationen das Erscheinungsbild verschiedener Infiltrationsphänomene in Radargrammen untersucht und ihre Eignung für detaillierte Analysen bewertet. Die Erkenntnisse werden auf einen experimentellen Radardatensatz von mehreren Infiltrationsevents auf einer Testsite nahe Heidelberg, bestehend aus einer künstlichen Schichtung von Sandmaterialien, angewandt. Dabei wird das Infiltrationsverhalten in Abhängigkeit der infiltrierten Wassermenge und unter Einfluss von kleinskaligen Bodenstrukturen beobachtet. Die Möglichkeit der inversen Modellierung aus GPR-Messdaten von Infiltrationsexperimenten Bodeneigenschaften zu schätzen wird mit den gemessenen Daten untersucht. Dabei wird gezeigt, dass das Ergebnis dieser Schätzung im Vergleich mit anderen Experimentdaten hinreichend genau ist, wenn die beobachtete Dynamik einen ausreichend großen Wassergehaltsbereich im Boden abdeckt. Damit eröffnen sich neue Möglichkeiten, insbesondere für Standorte mit sandigen Böden und geringer natürlicher Vegetation, wie dies für Bewässerungswirtschaft typisch ist. Dort kann die hier untersuchte Methode genutzt werden, um die Bewässerung den hydraulischen Bedingungen anzupassen und damit eine ressourcenschonende Landwirtschaft in ariden und semiariden Regionen zu ermöglichen.

Infiltration in sandy soils monitored with GPR

This thesis investigates which details on infiltration processes are accessible in GPR (Ground Penetrating Radar) data and explores if hydraulic soil properties can be estimated from this data. Analysis of a number of numerical simulations shows appearance of different infiltration phenomena in radargrams. It is explored to which extent contained information are available for analysis. Results are applied to the radar data of an experiment consisting of a set of infiltration events on a test site with artificial sand layers. The main impact of the amount of infiltrated water on the infiltration process is observed. Small scale soil structures in the infiltration region produce a prominent signal in the radar data. On the basis of these conducted GPR measurements it is tested whether infiltration data in principle is suitable to estimate hydraulic soil properties with inverse modeling. The estimation agrees with estimations based on other experimental data if a sufficient large range of water content of the soil is covered. This gives new possibilities for areas with sandy soils and absent natural vegetation as it is typical for irrigated agricultural land. Here the evaluated method can be used to adjust irrigation to the hydraulic properties aiming to enable agriculture in arid and semi-arid regions with responsible handling of water resources.

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	7
Abbildungsverzeichnis	9
Tabellenverzeichnis	12
1 Einleitung	13
2 Physikalische Grundlagen	17
2.1 Bodenwasserdynamik	17
2.2 Elektrodynamik	24
2.3 Die Permittivität des Bodens	27
2.4 Ground-Penetrating-Radar	28
2.5 Bodenwasserdynamik als Optimierungsproblem	31
3 Erscheinungsbild verschiedener Infiltrationsprozesse in GPR-Messdaten	35
3.1 Parameter des experimentellen Aufbaus	35
3.2 GPR-Messaufbau	37
3.3 Bodenarchitektur	43
3.4 Zusammenfassung	63
4 Experimentelle Beobachtung von Infiltration	65
4.1 Experimenteller Aufbau	66
4.2 Experimentelle Ergebnisse	73
4.3 Zusammenfassung der experimentellen Ergebnisse	93
5 Bestimmung allgemeiner Bodeneigenschaften	95
5.1 Datensätze der Inversionsrechnung	96
5.2 Inversionsrechnung	99
5.3 Inversionsergebnis	107
5.4 Übertragbarkeit des Inversionsergebnisses	121
5.5 Zusammenfassung	122

6	Modellierbarkeit zweidimensionaler Messergebnisse	125
6.1	Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspulsen	126
6.2	Fluktuation des Wasserspiegels nach Infiltrationsexperiment	138
6.3	Zusammenfassung	141
7	Zusammenfassung und Fazit	142
	Literatur	146

Abbildungsverzeichnis

- 2.1 Bodenwassercharakteristik und hydraulische Leitfähigkeit bei den Parametrisierungen nach Mualem-van-Genuchten und Mualem-Brooks-Corey 20
- 2.2 Messergebnisse von Topp und Miller, (1966) der Bodenwassercharakteristik und der hydraulischen Leitfähigkeit (*unten*) zur Untersuchung ihrer Hysterese 22
- 2.3 Darstellung der Frequenzabhängigkeit unterschiedlicher dielektrischer Mechanismen anhand der reellen und imaginären Anteile der Permittivität 27
- 2.4 Beispiel für gemessenes Common-Offset Radargramm 30

- 3.1 Simuliertes Common-Offset-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls 38
- 3.2 Schematischer Strahlweg der Mehrfachreflexionen 38
- 3.3 Simuliertes Common-Midpoint-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls 39
- 3.4 Simuliertes WARR-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls 40
- 3.5 Schematische Darstellung des Strahlweges der Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses in WARR-Messungen. 41
- 3.6 Simuliertes Radargramm mit statischen Antennen über exemplarischem Infiltrationspuls 42
- 3.7 Simulierte Common-Offset-Radargramme über exemplarischem Infiltrationspuls in Sand und Schluff 44
- 3.8 Simulierte Common-Offset-Radargramme und die zugehörigen Permittivitätsfelder über Boden mit Millerskalierung im hydraulischen Gleichgewicht 46
- 3.9 RMSE der Permittivität vom Mittelwert der verwendeten Permittivitätsfelder 47
- 3.10 Simulierte Common-Offset-Radargramme und die zugehörigen Permittivitätsfelder über Infiltrationspulsen mit Millerskalierung 49
- 3.11 Schematischer Strahlweg von Reflexionen in einem flachen Infiltrationspuls mit eingeschlossenen Wassergehaltsvariationen 50
- 3.12 Schematisches Radargramm zur Entstehung des erweiterten IRR-Signals durch Reflexionen an Wassergehaltsvariationen in einem flachen Infiltrationspuls. Die Reflexionen am Pulsrand bilden ein x-förmiges Signal, das zentriert zur Mitte des Pulses auftritt. Reflexionen an Wassergehaltsvariationen innerhalb des Pulses bilden nicht-zentrierte, parallele Signale dazu. 50

3.13	Simuliertes Radargramm und Permittivitätsfeld zur Entstehung eines erweiterten IRR-Signals durch Bodenheterogenität im Infiltrationsbereich	51
3.14	Simulierte Common-Offset-Radargramme über synthetischen und simulierten Infiltrationspulsen an einer Materialgrenze	53
3.15	Schematischer Strahlweg zur Entstehung der Mehrfachreflexion an der Glockenform eines Infiltrationspulses.	54
3.16	Simulierte Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspulsen an Materialgrenzen mit unterschiedlichen hydraulischen Leitfähigkeiten	56
3.17	Simulierte Common-Offset-Radargramme und zugehörige Permittivitätsverteilungen einer simulierten Infiltrationsfront an einer Materialgrenze	58
3.18	Simulierte Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspuls an schräger Schichtgrenze	60
3.19	Simulierte Common-Offset-Radargramm einer Infiltrationsfront über einer schrägen Materialgrenze.	62
4.1	Zweidimensionale Architektur der ASSESS-Site (Klenk, (2012), verändert von L. Hantschel)	67
4.2	Abmessung und Position des Infiltrationsbereiches auf der ASSESS-Site	68
4.3	Gemessener Infiltrationsfluss während der Infiltrationsexperimente	69
4.4	Zeitlicher Ablauf der Experimente	72
4.5	Common-Offset-Radargramme während des ersten Infiltrationsexperiments (1)	75
4.6	Common-Offset-Radargramme während des ersten Infiltrationsexperiments (2)	76
4.7	Common-Offset-Radargramme während des zweiten Infiltrationsexperiments (1)	78
4.8	Common-Offset-Radargramme während des ersten Infiltrationsexperiments (2)	79
4.9	WARR-Radargramme gemessen während des ersten Infiltrationsexperiments (1)	81
4.10	WARR-Radargramme gemessen während des ersten Infiltrationsexperiments (2)	82
4.11	CMP-Radargramme gemessen während des zweiten Infiltrationsexperiments	84
4.12	Zeitliche Entwicklung des Unterschiedes der Permittivität im Vergleich zur Initialmessung nach dem Infiltrationsexperiment bei 13 m	86
4.13	Zeitliche Entwicklung des Unterschiedes der Permittivität im Vergleich zur Initialmessung nach dem Infiltrationsexperiment bei 15 m	87
4.14	Common-Offset-Radargramme gemessen während Anhebung des Wasserspiegel	89
4.15	Common-Offset-Radargramme gemessen während Absenkung des Wasserspiegels	91
4.16	Zeitliche Entwicklung der mittleren Permittivität als Differenz zur Initialmessung während dem induzierten Anstieg und Abfall des Wasserspiegels	92
5.1	Eindimensionale Datensätze als Basis für inverse Modellierung	98
5.2	Schematische Darstellung von Berechnung und Bewertung der Ergebnisse der Inversionsrechnung.	101
5.3	Residuum aller gefundenen Minima aufgetragen zum normiertem Abstand der Minima im Parameterraum zum besten Parametersatz je Datensatz	103
5.4	Entwicklung der Wahrscheinlichkeit im Rahmen des Simulated Annealing Residuumsanstiege verschiedener Größen zu überwinden	104

- 5.5 Residuumslandschaft der Parameter λ und K_0 für Material B 106
- 5.6 Beispiel für fehlerhafte Zuordnung von Signalen in Simulation und Radargramm. Hier wird durch die geringe Amplitude der zweiten Schichtreflexion (SR2) in der Simulation dieses Signal bei der Zuordnung ignoriert, wodurch stattdessen fälschlicherweise Zuordnungen (grüne Markierungen) mit der ersten Schichtreflexion oder der Kapillarsaumsreflexion stattfinden. Dies erhöht das berechnete Residuum signifikant. 107
- 5.7 Vergleich von gemessenen und simuliertem Infiltrationsradargramm bei 13 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 110
- 5.8 Vergleich von gemessenen und simuliertem Infiltrationsradargramm bei 15 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 111
- 5.9 Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des fluktuierenden Wasserspiegels bei 13 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 112
- 5.10 Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des fluktuierenden Wasserspiegels bei 15 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 113
- 5.11 Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des kombinierten Experiments bei 13 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 114
- 5.12 Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des kombinierten Experiments bei 15 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern 115
- 5.13 Bodenwassercharakteristik und hydraulische Leitfähigkeit als Ergebnis der Optimierungsrechnung 120
- 5.14 Analyse der Übertragbarkeit des Inversionsergebnisses auf andere Datensätze 121

- 6.1 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 13 m 128
- 6.2 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 13 m 129
- 6.3 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 13 m 130
- 6.4 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 13 m 131
- 6.5 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 15 m 133
- 6.6 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 15 m 134
- 6.7 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des dritten Infiltrationsevents bei 15 m 135
- 6.8 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des vierten Infiltrationsevents bei 15 m 136

- 6.9 Räumliche Anordnung der Skalierungsparameter, wie sie für die Simulation von Bodenvariabilität verwendet wurden. 137
- 6.10 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm während der induzierten Veränderung der Wasserspiegelhöhe 139
- 6.11 Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm während der induzierten Veränderung der Wasserspiegelhöhe 140

Tabellenverzeichnis

- 3.1 Parameterraum des experimentellen Aufbaus von Infiltrationsexperimenten 36
- 5.1 Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material A 109
- 5.2 Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material B 109
- 5.3 Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material C 109

Kapitel 1

Einleitung

Der fortschreitende Klimawandel stellt die Menschheit vor die Aufgabe mit häufiger wiederkehrenden Extremwetterereignissen wie Hitzewellen und Starkregenereignissen umzugehen. Die Entstehung von ausgedehnten Hitzewellen wie sie 2003 in Frankreich und 2010 in Russland auftraten steht dabei häufig in Verbindung mit einer außergewöhnlichen Trockenperiode im Vorfeld der Hitzewelle (Fischer, 2014; Weisheimer u. a., 2011). Fehlende Evapotranspiration und damit verbundene Kühlung trägt dann entscheidend zu Manifestation der Hitze bei.

Für eine funktionierende Vorhersage solche Hitzewellen ist es daher notwendig, in Klimamodellen Bodenfeuchte und all jene Prozesse, die den Austausch von Wasser zwischen Boden und Atmosphäre betreffen, korrekt zu repräsentieren. Derzeit behandeln viele Klimamodelle Boden als eine grob approximierte Randbedingung in der räumliche Variabilität gar nicht oder kaum berücksichtigt wird. Für die bessere Darstellung der Variabilität der hydraulischen Bodeneigenschaften sind effiziente Methoden notwendig, ebendiese Eigenschaften zu bestimmen. Zusammen mit einer überarbeiteten Berücksichtigung von Vegetation so würde die untere Randbedingung in atmosphärischen Modellen signifikant verbessert.

Zusätzlich wird selbst die politisch angestrebte maximale Erderwärmung um 2 °C zu einem signifikanten Anstieg der Länge und Stärke von Dürreperioden in einer Reihe von geographischen Gebieten, darunter Südeuropa, Nordafrika und große Teile Mexikos, führen (Naumann u. a., 2018).

Für all diese Regionen ist ein verantwortungsvoller und nachhaltiger Umgang mit vorhandenen Wasserressourcen unverzichtbar. Die Entwicklung von effizienten Bewässerungsplänen, die landwirtschaftliche Produktion ermöglichen ohne langfristig den Grundwasserspiegel zu senken, kann dabei helfen, die Folgen ausgedehnter Dürrezeiten zu mindern.

Die Analyse von Infiltrationsprozessen ist somit in zweierlei Hinsicht sinnvoll: (i) Die Nutzung von Infiltrationsexperimenten zur Bestimmung von allgemeinen Bodeneigenschaften als Teil von Klimamodellen und (ii) die Verbesserung der Vorhersage der räumlichen Verteilung infiltrierten Wassers für landwirtschaftliche Anwendungszwecke.

Im Rahmen dieser Arbeit wird daher beleuchtet, inwiefern Infiltration von Wasser in sandigem Boden mit der schnellen, nichtinvasiven Messmethode Ground-Penetrating-Radar (GPR) untersucht werden kann.

Die Beschreibung und Analyse von Infiltrationseffekten wird seit Längerem erforscht. So wurde die instabile Strömung, die zur Bildung von Infiltrationsfingern führt von Hill und Parlange, (1972) beschrieben. Später wurde gezeigt, dass dieser Prozess nicht von der Richards Gleichung beschrieben wird (Eliassi und Glas, 2001). Roth, (1995) zeigten den Einfluss von Heterogenitäten beschrieben durch Millerskalierung auf das Fließfeld einer Infiltration. Und in einer Reihe von experimentellen Studien wurde Infiltration unter Laborbedingungen gemessen (Mangel, 2016; Schmalz, Lennartz und Wachsmuth, 2002).

Feldstudien, die die räumliche Verteilung eines Tracers nach seiner Infiltration untersuchen, wurden durchgeführt in dem das Bodenmaterial schichtweise abgetragen wurde (N., Tronicke und Schaik, 2014). Solche Studien erfassen den hydraulischen Zustand mit räumlich hoher Auflösung, sind aber aufwändig und können den hydraulischen Zustand nur zu einem Zeitpunkt erfassen.

Die Nutzung von Bodenfeuchtesensoren wie z.B. Time-Domain-Reflectometry-Sonden (TDR) ermöglicht die Beobachtung von hydraulischer Dynamik (Moysey, 2010; Rossi u. a., 2015). Die gewonnen Daten beschränken sich auf Punktmessungen, können aber zeitlich fast beliebig schnell wiederholt werden. Diese Daten eignen sich daher für die Bestimmung hydraulischer Bodeneigenschaften (Jaumann, 2012; Jaumann und Roth, 2017). Der Nachteil dieser Messmethode liegt vor allem in der aufwändigen Installation der Sensoren im Boden. Meist müssen dafür Teile des Boden aufgegraben werden, womit außerdem eine Veränderung der hydraulischen Eigenschaften des Boden stattfindet.

Die Nutzung nichtinvasiver Messmethoden wie GPR macht die zeitaufgelöste Messung von hydraulischen Prozessen grundsätzlich möglich, ohne den Boden zu verändern. GPR kann ein räumlich hoch aufgelöstes Bild des hydraulischen Zustandes im Boden erzeugen und ist eine Messmethode, die mit geringem Aufwand in kurzen zeitlichen Abständen wiederholt werden kann (Klenk, Jaumann und Roth, 2015a; Mangel, Lytle und Moysey, 2015). Auch diese Daten sind für die Bestimmung von Bodeneigenschaften prinzipiell geeignet (Jaumann und Roth, 2018).

Aufgrund der hohen räumlichen Auflösung ist GPR für detaillierte Analysen der Prozesse auf einem Gebiet mit nur einigen Metern Ausdehnung anwendbar. Es ist mit vergleichsweise geringem Aufwand jedoch auch gut möglich, die Messungen auf Gebiete mit einer Größenordnung von mehreren Kilometern auszudehnen. Daher eignet sich diese Messmethode sowohl für die generelle Untersuchung von Infiltrationsprozessen als auch zur Bestimmung von Bodeneigenschaften größerer Gebiete.

Die Eindringtiefe von elektromagnetischer Strahlung in für GPR verwendeten Frequenzen ist allgemein für sandige Böden größer als für Lehm oder Schluff. Daher eignet sich diese Messtechnik insbesondere für die Anwendung in semiariden und ariden Regionen, deren Böden häufig einen hohen Sandanteil haben.

Diese Arbeit behandelt grundsätzlich die Möglichkeiten Infiltrationsprozesse mit GPR zu beobachten. Dafür wird das Erscheinungsbild verschiedener Infiltrationsphänomene in Radargrammen allgemein anhand numerischer Simulationen untersucht und der Informationsgehalt von Radardaten bezüglich Infiltration bewertet (siehe Kapitel 3). Die daraus gewonnen Erkenntnisse werden auf die Ergebnisse einer experimentellen Studie angewandt (siehe Kapitel 4). Eindi-

mensionale Radardaten von Infiltrationsexperimenten werden für die Schätzung hydraulischer Bodeneigenschaften mittels inverser Modellierung genutzt (siehe Kapitel 5). Durch einen Vergleich mit dem Ergebnis von Schätzungen an anderen experimentellen Daten wird bewertet, ob Infiltrationsexperimente gemessen mit GPR für die Bestimmung von Bodeneigenschaften geeignet sind.

Kapitel 2

Physikalische Grundlagen

In diesem Kapitel werden die theoretischen Grundlagen dieser Arbeit so weit zusammen gefasst, wie sie zum Verständnis dieser Arbeit benötigt werden. Zunächst werden dafür die Eigenschaften bodenhydraulischer Prozesse und ihre mathematische Beschreibung vorgestellt. Danach wird die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen und ihre Wechselwirkung mit dielektrischen Materialien beschrieben. Diese Wechselwirkungen werden bei der Verwendung von Radarmessungen bodenhydraulischer Prozesse im Boden, wie sie im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden, genutzt. Als drittes werden die Grundlagen der in dieser Arbeit verwendeten Optimierungsalgorithmen der Levenberg-Marquardt-Algorithmus und das Simulated-Annealing-Verfahren zusammengefasst.

2.1 Bodenwasserdynamik

Die folgende Zusammenfassung der theoretischen Grundlagen bodenhydraulischer Prozesse folgt im Wesentlichen Roth, (2012).

Boden als Porenraum

Das Gesamtvolumen des Bodens ist aus einer festen Matrix, bestehend aus Körnchen, Steinen, Felsen und organischem Material, und dem Porenraum, der mit einem oder mehreren Fluiden (Wasser, Luft) gefüllt ist, zusammengesetzt. Dabei wird der Porenraum als zusammenhängend angenommen. Der poröse Aufbau im Boden bestimmt grundlegend das Fließverhalten von Wasser und die Speicherfähigkeit des Bodens.

Kapillarkräfte im Boden sorgen für einen kapillaren Aufstieg, der zur Folge hat, dass auch oberhalb eines Wasserspiegels eine Schicht existiert, deren Poren nahezu vollkommen mit Wasser gefüllt sind. Die Dicke dieser Schicht ist eine bodenspezifische Kenngröße, die Lufteintrittswert genannt wird und hängt von der Porengrößenverteilung ab. Bei einem Bündel paralleler Kapillaren als Modell für den Porenraum gibt gerade die Kapillare mit dem größten Durchmesser, in dem der kapillare Aufstieg am geringsten ist, den Lufteintrittswert an.

Wasserbewegung im ungesättigten Boden

Die Dynamik eines Fluids im porösen Medium ist durch den Einfluss der Architektur des Porenraums als vielfach verzweigtes Netzwerk mit variierenden Porendurchmessern äußerst kompliziert. Für die meisten Anwendungen ist hingegen eine makroskopische Beschreibung der Dynamik, bei der die Prozesse auf Porenskala außer Acht gelassen werden, völlig ausreichend. Der Zustand des Fluids wird dann durch makroskopische Variablen beschrieben, die auf einem repräsentativen Elementarvolumen (REV) definiert sind. Dieses Volumen ist so definiert, dass es gerade groß genug sein muss, damit der Volumenanteil θ_i eines Fluids unabhängig von Form und Größe des REV ist (Roth, 2012). Damit findet eine Mittelung über die Variation des Porenraums statt. Wichtige Zustandsvariablen sind dann:

- die Menge des Fluids, angegeben als Sättigung $S_i = \frac{\theta_i}{\phi}$ mit dem Volumenanteil θ_i des Fluids und der Porosität ϕ des Bodens
- die potentielle Energie eines Fluids, definiert durch Höhe über dem Wasserspiegel z und Druck p :

$$\psi_i(\vec{x}) = [p_i(\vec{x}) - p_0] - (z - z_0)\rho_i g \quad (2.1)$$

$$h_i(\vec{x}) = h_{i_m} - (z - z_0) \quad (2.2)$$

Dabei ist h_i die potentielle Energie pro Einheitsgewicht.

$\psi_m(\vec{x}) = p_i(\vec{x}) - p_0$ wird auch als Matrixpotential bezeichnet. Die analoge Größe pro Einheitsgewicht ist die Bodenwasserspannung $h_{i_m} = \frac{\psi_m}{\rho_i g}$.

- der Fluss des Fluids $\vec{j}_i = \theta_i \vec{v}$

Die Massenbilanz des Bodenwassers in makroskopischen Variablen bei Existenz einer Quelle oder Senke γ ist dann

$$\frac{\partial \theta_W}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{j}_W = \gamma. \quad (2.3)$$

Zusammen mit dem Gesetz von Buckingham-Darcy

$$\vec{j}_W = -K \left[\vec{\nabla} \psi_m - \rho_W g \right] \quad (2.4)$$

ergibt sich die Richards Gleichung

$$\frac{\partial \theta_W}{\partial t} - \vec{\nabla} \cdot \left[K \left[\vec{\nabla} \psi_m - \rho_W g \right] \right] - \gamma = 0. \quad (2.5)$$

Diese wird numerisch lösbar durch die Einführung von Parametrisierungen für die Abhängigkeit des Wassergehalts $\theta_W(\psi_m)$ vom Matrixpotential ψ_m und der hydraulischen Leitfähigkeit $K(\theta)$

vom Wassergehalt.

Die Richards Gleichung besagt, dass die zeitliche Änderung des Wassergehalts in einem quellenfreien System an einem beliebigen Punkt im Boden entweder von einem Druckgradienten, durch Gravitation oder durch die Summe beider Mechanismen angetrieben wird.

Die Gültigkeit der Richards-Gleichung beschränkt sich auf ungesättigten Boden, in dem die Fluidphasen als entkoppelt betrachtet werden können. In Böden mit Wassergehalt nahe Sättigung, in dem die Luftphase diskontinuierlich als eingeschlossene Blasen vorliegt, muss die Wasserbewegung als Mehrphasenproblem betrachtet werden.

Parametrische Modelle der Bodenwasserdynamik

Für die mathematische Beschreibung bodenhydraulischer Prozesse wird eine wohldefinierte Parametrisierung der Bodenwassercharakteristik und der hydraulischen Leitfähigkeit benötigt. Diese sollte von möglichst wenigen numerischen Parametern abhängen und trotzdem sowohl für oberflächennahen Boden als auch für tiefe Zonen nahe des Wasserspiegels gültig sein (Kusogi, Hopmans und Dane, 2002).

Die Bodenwassercharakteristik stellt dabei den Energiezustand des Bodenwassers (zumeist repräsentiert durch die Bodenwasserspannung h_m) im Verhältnis zum Wassergehalt θ dar (siehe als Beispiel Abbildung 2.1, *links*).

Allgemein hat die Funktion der Bodenwassercharakteristik die folgenden Eigenschaften (Kusogi, Hopmans und Dane, 2002):

- Es existiert ein Sättigungswassergehalt mit $\theta = \theta_S$ für $h_m = 0$. Dieser beträgt durch eingeschlossene Luft meist etwa 85% - 90% der Porosität ϕ .
- Für Werte der Bodenwasserspannung h_m größer als ein Lufteintrittswert h_0 beginnt der Boden zu desaturieren.
- Der Bodenwassergehalt θ verringert sich mit steigendem h_m asymptotisch bis zu einem bodenspezifischen Minimalwert θ_r , dem residual Wassergehalt. Daraus ergibt sich die Definition der Wasser-Sättigung:

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_S - \theta_r} \quad (2.6)$$

Das Brooks-Corey-Modell für die Bodenwassercharakteristik von Brooks und Corey, (1966) parametrisiert die Funktion der Sättigung wie folgt:

$$S = \left(\frac{h_0}{h_m} \right)^\lambda \quad \text{für } h_m < h_0 \quad (2.7)$$

$$S = 1 \quad \text{für } h_m \geq h_0 \quad (2.8)$$

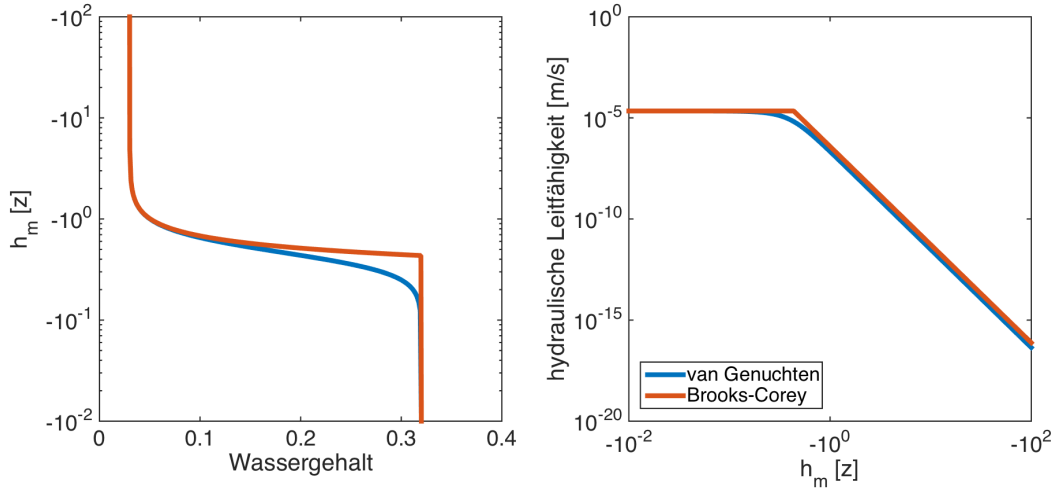


Abbildung 2.1: Funktion der Bodenwassercharakteristik (links) und der hydraulischen Leitfähigkeit (rechts) bei den Parametrisierungen nach Mualem-van-Genuchten und Mualem-Brooks-Corey unter Verwendung der Parameter für Sand nach Carsel und R. S, (1988)

Dabei charakterisiert der Parameter λ die Breite der Porengrößenverteilung. Sein Wert geht gegen ∞ für eine uniforme Porengrößenverteilung und beträgt für natürliche Böden ungefähr 0.3 bis 10.

Diese Parametrisierung passt gut zu Böden mit einem wohldefinierten Luft Eintrittswert. Bei einer eher glatteren Bodenwassercharakteristik wie sie bei feiner texturierten Materialien vorkommt, passt sie weniger gut zu gemessenen Vergleichswerten.

Alternativ ist eine Parametrisierung nach Genuchten, (1980) sehr verbreitet:

$$S = (1 + (-\alpha h_m)^n)^{-m} \quad (2.9)$$

Dabei skaliert der Parameter α die Bodenwasserspannung h_m . Die Parameter n und m sind dimensionslos mit $n < 1$. Vereinfacht lässt sich $m = 1 - \frac{1}{n}$ annehmen.

Für $m \cdot n = \lambda$ und $\alpha = -\frac{1}{h_0}$ ist die Funktion für Potentialwerte $h_m \gg h_0$ fast identisch zur Parametrisierung von Brooks und Corey.

Typische Parameter der van-Genuchten-Parametrisierung für verschiedene Bodenmaterialien werden von Carsel und R. S, 1988 geliefert.

Parametrisierungen der hydraulischen Leitfähigkeit sind schwieriger zu bestimmen, da dieser Wert nur schwer zu messen ist. Viele Modelle basieren daher auf einer geschätzten oder gemessenen Porengrößenverteilung und integrieren über die Flusseigenschaften der Poren in verschiedenen Größen (bspw. Arya u. a., 1999). Dabei muss der Kapillardruck, die Tortuosität und die Verbindung der einzelnen Poren einbezogen werden.

Ein häufig verwendetes Modell von Mualem, (1976) nimmt geometrisch ähnliche Poren an und

bildet dann eine Mittelung über die auftretenden Porenradien:

$$K(S) = K_0 S^\tau \left(\frac{\int_0^S h_m(\vartheta)^{-1} d\vartheta}{\int_0^1 h_m(\vartheta)^{-1} d\vartheta} \right) \quad (2.10)$$

Der Parameter K_0 gibt die hydraulische Leitfähigkeit bei Sättigung an, während τ ein Parameter ist, der allgemein mit der Tortuosität der Bodenporen verbunden wird.

Die hydraulische Leitfähigkeit nach Mualem-Brooks-Corey und Mualem-van-Genuchten findet sich in Abbildung 2.1, *rechts*.

Die exakten Werte der Parameter, die in Modellen der Bodenwassercharakteristik und der hydraulischen Leitfähigkeit auftauchen, hängen allgemein von der Spannbreite der Messwerte des Wassergehalts und der Bodenwasserspannung ab, anhand derer die Parameter bestimmt wurden (Kusogi, Hopmans und Dane, 2002). Eine Extrapolation von Modellwerten außerhalb dieser Spannbreite sollte daher nur unter Vorbehalt geschehen.

Hysteresese

Hysteresese der Bodenwassercharakteristik sorgt für eine Abhängigkeit des hydraulischen Systemverhaltens von der Sättigungsvergangenheit. So lässt sich bei gleichem Potential ein höherer Wassergehalt während der Entwässerung als während der Bewässerung nachweisen.

Dies wird vor allem durch die Geometrie des Porenraums verursacht. Dort sind große Poren durch enge Kapillaren verbunden. Durch die Variation des Porenradius und die Abhängigkeit der Kapillarkräfte vom diesem ist eine größere Potentialdifferenz nötig um eine enge Pore oberhalb einer großen zu leeren als diese zu füllen. Der Radius der Engstelle bestimmt somit den Entwässerungsvorgang, während der Radius der großen Pore die Bewässerung bestimmt.

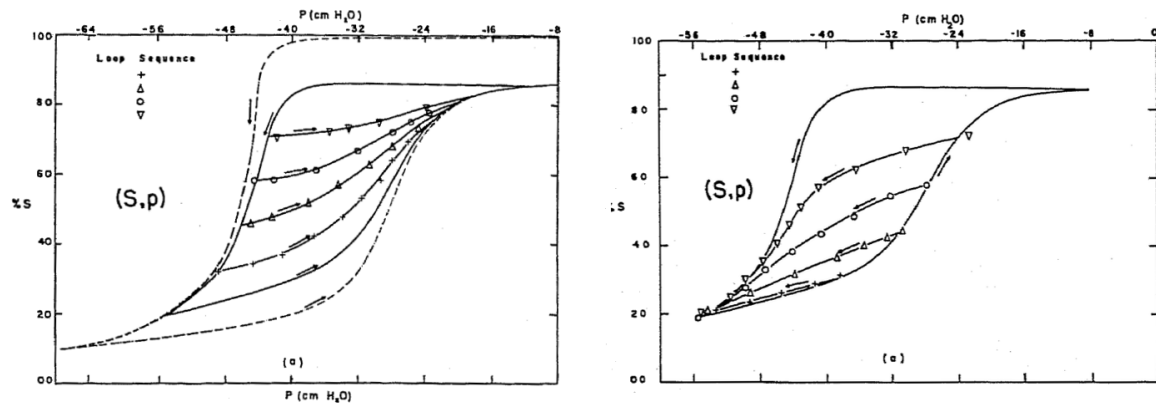
Dieser Flaschenhals-Effekt findet im Boden für eine breite Verteilung von verschiedenen kombinierten Radien im Porenraum statt, wodurch eine stetige Hysteresekurve entsteht. Topp und Miller, (1966) führten Messungen der Hysteresese in porösen Medien durch, wie sie in Abbildung 2.2 zu sehen sind. Dabei ist zum einen deutlich, dass die Äste der Hysteresese nicht eindeutig sind, sondern vom initialen und finalen Zustand in der Messung abhängen. Zum Anderen ist deutlich, dass auch Hysteresese der hydraulischen Leitfähigkeit auftritt, dieser Effekt jedoch vernachlässigbar klein ist.

Die Form einzelner Äste der Hysteresekurve kann durch die zuvor gezeigten Parametrisierungen der Bodenwassercharakteristik repräsentiert werden. Für die Beschreibung der gesamten Hysteresese ist bisher kein adäquates Modell vorhanden. Daher wird diese typischerweise vernachlässigt.

Umgang mit Bodenvariabilität

Die Anwendung der gezeigten Parametrisierung der hydraulischen Eigenschaften auf Boden, dessen Eigenschaften räumlich variieren, ist herausfordernd, wenn die räumliche Ausdehnung der Variation größer als das repräsentative Elementarvolumen ist (REV). Dann muss für eine exakte Beschreibung des hydraulischen Zustand, die räumliche Variation des Wassergehalts und der hydraulischen Leitfähigkeit berücksichtigt werden.

Hysterese der Bodenwassercharakteristik



Hysterese der hydraulischen Leitfähigkeit

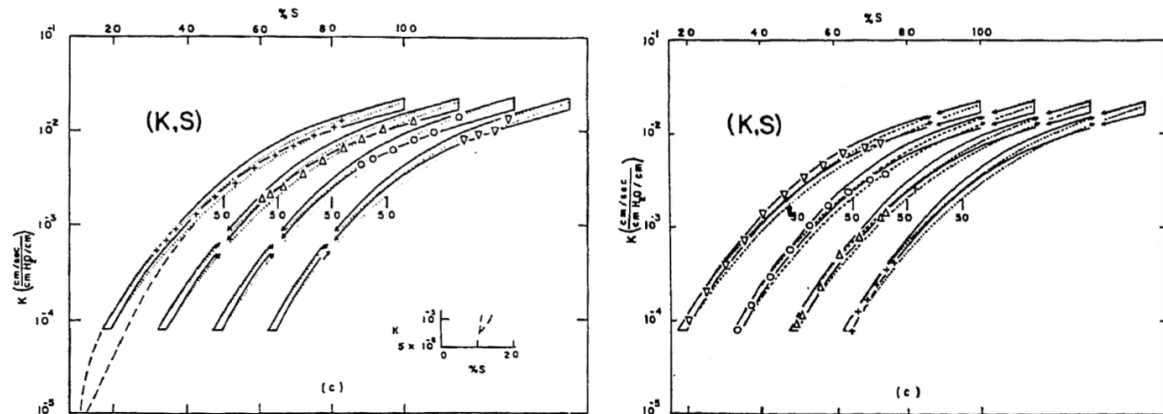


Abbildung 2.2: Messergebnisse von Topp und Miller, (1966) der Bodenwassercharakteristik (*oben*) als Funktion der Sättigung vom Wasserdruck und der hydraulischen Leitfähigkeit (*unten*) als Funktion der Sättigung. Gemessen wurde an Glaskörnern mit einem Durchmesser von 0.18 mm. Jeweils *links* sind die Entwässerungs- und *rechts* die Bewässerungsäste der Hysterese zu sehen.

Eine Möglichkeit eine solche räumliche Variation zu repräsentieren wurde von Miller, (1956) vorgestellt. Sie basiert auf der Annahme, dass die makroskopischen hydraulischen Eigenschaften zweier geometrisch ähnlicher Medien mit dem selben Faktor skalieren wie die charakteristische Länge l ihrer geometrischen Ausdehnung. Dadurch ist es möglich die Variation der hydraulischen Eigenschaften durch Einführung eines Skalierungsparameters λ darzustellen.

Für zwei geometrisch Ähnliche Materialien A und B skalieren die Eigenschaften wie folgt:

$$\lambda = \frac{l_A}{l_B} \quad (2.11)$$

$$\theta_B = \theta_A \quad (2.12)$$

$$\psi_B = \psi_A \cdot \lambda \quad (2.13)$$

$$K_B(\psi_B) = \frac{1}{\lambda^2} K_A(\psi_A \cdot \lambda) \quad (2.14)$$

Dynamik von Infiltrationsprozessen

Die Dynamik von Infiltrationsprozessen ist ein hochgradig nichtlinearer Prozess. Sie deckt eine breiten Spanne verschiedener Wassergehalte und Potentialwerte ab, weshalb für ihre Berechnung Parametrisierungen der hydraulischen Eigenschaften nötig sind, die für einen breiten Wassergehaltsbereich gültig sind.

Im Rahmen dieser Arbeit werden vor allem Infiltrationspulse und damit transienter Fluss, betrachtet. Für sie gilt das Zusammenspiel von Advektion und Dispersion, die die Form eines Infiltrationspulses bestimmen. Im Rahmen der Richards-Gleichung (hier in 1D) lässt sich dies über

$$\partial_t \theta + \underbrace{V_W(\theta) \partial_z \theta}_{\text{Advektion}} - \underbrace{\partial_z [D_W(\theta) \partial_z \theta]}_{\text{Dispersion}} = 0$$

mit $V_W(\theta) = \frac{\partial K_W(\theta)}{\partial \theta}$ und $D_W = \frac{\partial h_m}{\partial \theta} K_W(\theta)$ darstellen (Roth, 2012).

Die Advektion sorgt dabei für einen Transport des infiltrierten Wassers mit Geschwindigkeit V_W während die Dispersion das Wasser über ein größeres Bodenvolumen verteilt. Der Advektionsprozess führt zu selbstschärfenden Fronten mit einem langen Schweif erhöhten Wassergehalts dahinter, während die Dispersion die Front glättet. Beide Prozesse sind somit gegenläufig, für einen konstanten Infiltrationsfluss aber im Gleichgewicht, weshalb die Form der Front dann konstant bleibt.

Die Breite der Front kann mit Hilfe der Dispersivität $\lambda_W(\theta) = \frac{D_W}{V_W}$ abgeschätzt werden. Durch die Wassergehaltsabhängigkeit dieser Größe wird eine Infiltrationsfront, die sich dem Wasserspiegel nähert, immer breiter.

Infiltrationspulse beinhalten sowohl Be- als auch Entwässerung desselben Bodenvolumens. Dadurch sind sie auch von der Hysterese der Bodenwassercharakteristik betroffen. Dies äußert sich in einer stärkeren Dispersion während der Entwässerung, d.h. im Schweif des Infiltrationspulses als während der Bewässerung, d.h. an der Infiltrationsfront (Roth, 2012).

Simulation bodenhydraulischer Prozesse

Die Simulation hydraulischer Prozesse im Boden erfolgt durch numerische Lösung der Richards-Gleichung unter Annahme einer bestimmten Parametrisierung von Bodenwassercharakteristik und hydraulischer Leitfähigkeit.

Im Rahmen dieser Arbeit wird dafür das Bodenwassermodell $\mu\phi$ von Olaf Ippisch (Ippisch, Vogel und Bastian, 2006) genutzt. Dies ist ein numerischer Löser der Richards-Gleichung und benutzt ein zellenbasiertes Finite-Volumen Schema.

Die hier präsentierten numerischen Simulationen bodenhydraulischer Prozesse beinhalten daher alle Einschränkungen der Richards-Gleichung: Sie ignorieren jeden Einfluss durch Hysterese, eingeschlossene Luft oder die Existenz präferierter Fließkanäle. Die Gültigkeit der Richards-Gleichung beschränkt sich auf ungesättigten Boden. Die Bodenstruktur und Porengrößenverteilung wird immer als zeitlich konstant angenommen.

2.2 Elektrodynamik

Die folgende Zusammenfassung elektromagnetischer Grundlagen folgt im Wesentlichen, soweit nicht anders gekennzeichnet Jackson, (2014). Die Ausführungen sind dabei auf Zusammenhänge beschränkt, die für das Verständnis der in dieser Arbeit behandelten GPR-Messungen notwendig sind.

Elektromagnetische Felder

Elektromagnetische Felder werden durch vier Variablen beschrieben. Die elektrische Feldstärke \vec{E} gibt Stärke und Richtung des elektrischen Feldes an und skaliert damit die Fähigkeit dieses Feldes, Kraft auf elektrische Ladungen auszuüben.

Die magnetische Flussdichte \vec{B} ist die Flächendichte des magnetischen Flusses senkrecht durch ein definiertes Flächenelement. Die elektrische Flussdichte \vec{D} gibt analog die Dichte des elektrischen Feldes durch ein Flächenelement an. Sie ist über die elektromagnetische Materialgleichung $\vec{D} = \epsilon_0 \epsilon_r \vec{E}$ linear von der elektrischen Feldstärke abhängig.

Die magnetische Feldstärke \vec{H} gibt Stärke und Richtung des Magnetfeldes an und ist ebenfalls über eine Materialgleichung $\vec{H} = \frac{\vec{B}}{\mu_0 \mu_r}$ mit der magnetischen Flussdichte verbunden. ϵ_0 und ϵ_r sind hier die elektrische Feldkonstante und die relative Permittivität. μ_0 und μ_r sind die magnetische Feldkonstante und die Permeabilitätszahl.

Die Dynamik elektromagnetischer Felder wird im Wesentlichen durch einen Satz von partiellen Differentialgleichungen beschrieben, den Maxwell-Gleichungen:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{D} = \rho \quad (2.15)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.16)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.17)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}. \quad (2.18)$$

Dabei ist ρ die Ladungsdichte (Ladung q pro Volumen).

Die erste der Gleichungen (2.15) drückt aus, dass Ladungen q die Quellen des elektrischen Feldes sind.

Die zweite Gleichung (2.16) beinhaltet die Quellenfreiheit des magnetischen Feldes. Das heißt alle magnetischen Feldlinien sind geschlossen.

Die dritte Gleichung (2.17) besagt, dass elektrische Ströme \vec{j} durch geschlossene magnetische Feldlinien umgeben sind. Das äquivalent dazu, dass aus der zeitlichen Änderung eines magnetischen Feldes ein elektrisches Ringfeld entsteht, wird in der vierten Gleichung (2.18) ausgedrückt (Otten, 2003).

Die Maxwell-Gleichungen liefern die Felder \vec{E} und \vec{B} in jedem Raumpunkt, sobald Ladung und Strom spezifiziert sind. Für eine kleine Anzahl definierter Quellen ist dies gut lösbar. In Materie hingegen existiert eine immens große Zahl einzelner Quellen durch geladene Teilchen in der Hülle und im Kern jedes einzelnen Atoms. Das Gleichungssystem ist dann nur die Einführung von makroskopischen Quellen und Feldern möglich, die aus einem Mittelwert über ein Volumen bestehen, das im Vergleich zur Ausdehnung eines Atoms oder Moleküls groß ist (Jackson, 2014).

Ausbreitung elektromagnetischer Wellen im Medium

Die Maxwell Gleichungen (2.15) - (2.18) können gelöst werden, indem man fortschreitende Wellen annimmt, die einem räumlichen Energietransport entsprechen. Eine einfache ebene Welle mit Kreisfrequenz ω , die dieses Gleichungssystem löst, kann durch

$$\vec{E}(\vec{x}, t) = \vec{E}_0 e^{i\vec{k} \cdot \vec{x} - i\omega t} \quad (2.19)$$

$$\vec{B}(\vec{x}, t) = \vec{B}_0 e^{i\vec{k} \cdot \vec{x} - i\omega t} \quad (2.20)$$

beschrieben werden. $|\vec{k}| = \sqrt{\mu\epsilon}\omega$ wird dabei auch als Wellenzahl bezeichnet. Die Phasengeschwindigkeit ist dann:

$$v = \frac{\omega}{|\vec{k}|} = \frac{c_0}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} \quad (2.21)$$

Die in dieser Arbeit auftretenden Materialien sind allgemein nicht magnetisierbar und haben daher eine Permeabilitätszahl $\mu_r = 1$. Die Phasengeschwindigkeit kann daher unter Verwendung der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum c_0 zur Bestimmung der relativen Permittivität ϵ_r des Materials verwendet werden.

Elektromagnetische Wellen werden immer dann reflektiert, wenn eine Änderung der elektrischen Permittivität ϵ_r auftritt. Der Reflexionskoeffizient r gibt das Amplitudenverhältnis von einfallender und reflektierter Welle an einer Materialgrenze an.

$$r = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (2.22)$$

ε_1 und ε_2 sind dabei die Werte der relativen Permittivität am Ort der Reflexion. Die Amplitude eines reflektierten Signals ist damit prinzipiell zur Bestimmung der Materialeigenschaften geeignet.

Elektrische Permittivität

Die Permittivität ist eine Materialeigenschaft und wird auch Dielektrizitätskonstante oder dielektrische Leitfähigkeit genannt. Sie setzt sich zusammen aus der elektrischen Feldkonstante $\varepsilon_0 = \frac{1}{\mu_0 c^2} = 8.85418 \cdot 10^{-12} \frac{\text{As}}{\text{Vm}}$ und einer stoffabhängigen relativen Permittivität ε_r .

$$\varepsilon = \varepsilon_0 \cdot \varepsilon_r \quad (2.23)$$

Die Ladungsträger eines Dielektrikums richten sich unter der Wirkung eines äußeren elektrischen Feldes nach diesem aus und erzeugen ein Polarisationsfeld, dass dem äußeren Feld entgegen wirkt. Die relative Permittivität ε_r ist ein Maß für die feldschwächende Wirkung der dielektrischen Polarisation \vec{P} eines Materials.

$$\vec{E} = \frac{\vec{D}}{\varepsilon_0 \varepsilon_r} = \frac{\vec{D}}{\varepsilon_0} - \vec{P} \quad (2.24)$$

Für isotrope Medien ist die relative Permittivität eine skalare Größe, die bildlich gesprochen angibt, um welchen Faktor die Spannung an einem Kondensator sinkt, wenn das Vakuum zwischen den Kondensatorplatten mit diesem Medium ersetzt wird.

Für die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen ist die Frequenzabhängigkeit der relativen Permittivität relevant. Wie bei Gleichfeldern bilden sich auch bei Wechselfeldern, wie sie elektromagnetische Wellen darstellen, Polarisationsfelder im Dielektrikum. Sie hinken der äußeren Feldgröße zeitlich um einen Phasenwinkel hinterher. Daher ist die relative Permittivität allgemein komplexwertig.

$$\varepsilon_r = \varepsilon_r' + i\varepsilon_r'' \quad (2.25)$$

Real- und Imaginärteil der relativen Permittivität können den Beitrag verschiedener Mechanismen zur gesamten dielektrischen Polarisierung angeben, wie die Ausrichtung freier Elektronen, Bandübergänge, Molekülschwingungen und -polarisierungen (Abbildung 2.3). Mit zunehmender Frequenz wird der Phasenwinkel größer, was Dispersion entspricht.

Die relative Permittivität ist temperaturabhängig. Sie nimmt bei steigender Temperatur in der Regel ab, da durch den zunehmenden Grad der Unordnung der Ladungsträger im Medium eine schlechtere Polarisierbarkeit besteht.

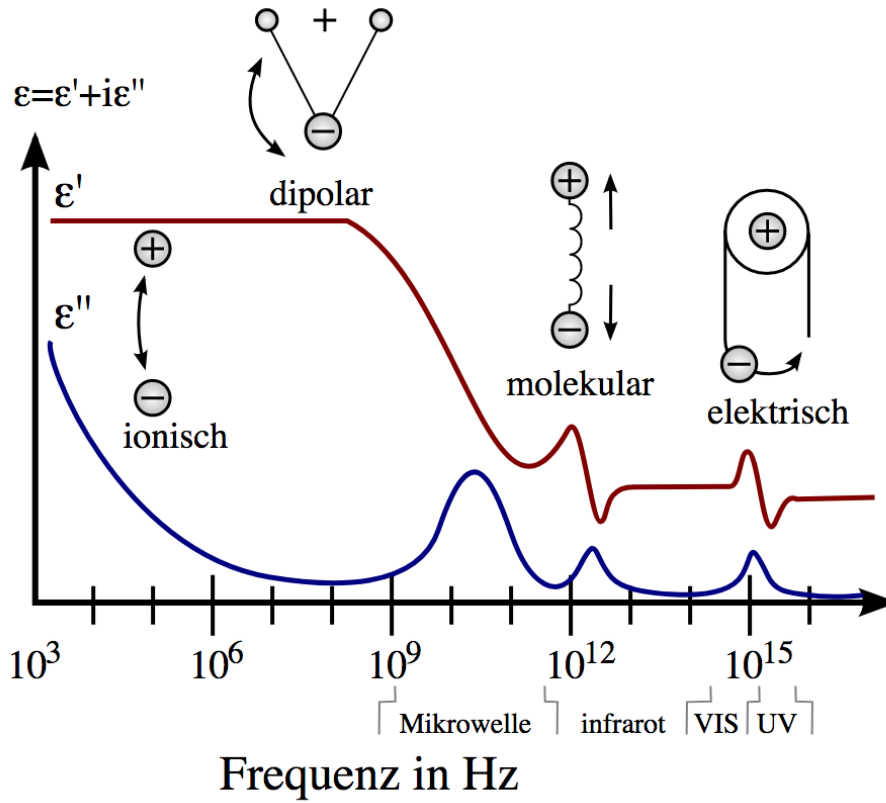


Abbildung 2.3: Darstellung der Frequenzabhängigkeit unterschiedlicher dielektrischer Mechanismen anhand der reellen und imaginären Anteile der Permittivität (Wikipedia: Permittivität 2018). Der Messbereich für GPR liegt zwischen 10^6 und 10^9 Hz

2.3 Die Permittivität des Bodens

Die elektrische Permittivität einer Mischung verschiedener Materialien, wie sie im Boden vorliegt, ist ein Mittel der Permittivität der einzelnen Komponenten. Boden kann dafür als Dreikomponenten-System angenommen werden, bestehend aus Luft, Wasser und trockenen Bodenpartikeln, die die Bodenmatrix bilden. Die Permittivität des Wassers ist allgemein mehr als eine Größenordnung größer als die der anderen beiden Bodenkompenten. Dadurch ergibt sich für nassen Boden eine elektrische Permittivität, die durch den Wassergehalt bestimmt wird. Ein semiempirisches Mischungsmodell für die Permittivität des Bodens ist

$$\varepsilon_B^a = \sum_{i=1}^n \theta_i \varepsilon_i^a \quad (2.26)$$

wobei θ_i der Volumenanteil der Mischungskomponenten und ε_i die elektrische Permittivität der Komponenten ist. Mit $a = 0.5$ (Roth u. a., 1990) und der Permittivität von Luft $\varepsilon_{\text{Luft}} \approx 1$ ergibt

sich daraus die CRIM-Formel (Complex Refractive Index Model):

$$\sqrt{\varepsilon_{\text{Boden}}} = \theta_{\text{Wasser}} \sqrt{\varepsilon_{\text{Wasser}}} + (1 - \phi) \sqrt{\varepsilon_{\text{Matrix}}} + (\phi - \theta_{\text{Wasser}}) \sqrt{\varepsilon_{\text{Luft}}} \quad (2.27)$$

$$\Leftrightarrow \theta_{\text{W}} = \frac{\sqrt{\varepsilon_{\text{Boden}}} - (1 - \phi) \sqrt{\varepsilon_{\text{Matrix}}} + \phi}{\sqrt{\varepsilon_{\text{Wasser}}} - 1} \quad (2.28)$$

Dies stellt die Verknüpfung der Bodenpermittivität, die aus der Propagation einer elektromagnetischen Welle bestimmbar ist, mit dem Bodenwassergehalt her.

Die Permittivität von Wasser ist temperaturabhängig. Bei 20°C beträgt sie $\varepsilon_{\text{Wasser}} = 80$. Für übliche Temperaturen bei Feldexperimenten schwankt sie zwischen $\varepsilon_{\text{Wasser}}(T = 0^\circ\text{C}) = 88.5$ und $\varepsilon_{\text{Wasser}}(T = 40^\circ\text{C}) = 73.35$ (Klenk, 2012).

2.4 Ground-Penetrating-Radar

Ground-Penetrating-Radar (GPR) ist eine schnelle, nicht-invasive Messmethode des Bodenwassergehalts, die sich leicht auch auf großen Flächen anwenden lässt. Ähnliche Messungen werden standardmäßig auf Straßen- und Brückenbelägen sowie für geologische Anwendungen durchgeführt.

Die Technik basiert auf der Beobachtung, dass im verwendeten Frequenzbereich von etwa 10 bis 1000 MHz die elektrischen Eigenschaften des Bodens fast vollkommen vom Wassergehalt bestimmt werden (Davis und Annan, 2002), siehe auch Abschnitt 2.3).

GPR Systeme strahlen von einer sendenden Antenne elektromagnetische Signale durch das Bodenmaterial zu einer Empfängerantenne. Dort wird Laufzeit und Amplitude des elektromagnetischen Wellenfeldes aufgezeichnet.

Eine grundlegende Bedingung für praktikable Auswertung der GPR-Messungen ist, dass sich die elektromagnetischen Felder im Boden als Wellen verhalten. Signale mit tiefen Frequenzen diffundieren in den Boden während Signale mit sehr hohen Frequenzen stark gestreut und von geologischen Materialien absorbiert werden (Davis und Annan, 2002). Im verwendeten Frequenzbereich ist hingegen gegeben, dass Phasengeschwindigkeit, Impedanz und Dämpfung nahezu frequenzunabhängig sind.

Darstellung von Messdaten in Radargrammen

GPR-Messungen bestehen aus zeitlich aufgelösten Messungen der Amplitude einer empfangenen elektromagnetischen Welle $A(t)$ an einer Empfangsantenne. Der Zeitpunkt $t = 0$ entspricht dabei prinzipiell dem Zeitpunkt der Abstrahlung eines Radarpulses von der Senderantenne, ist bei realen Messungen aber meist mit einem zeitlichen Offset t_0 belegt.

Die Messungen werden je nach GPR-Messmethode (siehe dazu auch Kapitel 3) zeitlich oder räumlich versetzt wiederholt. Ein solcher Satz von vergleichbaren Einzelmessungen wird als so genanntes Radargramm dargestellt.

Abbildung 2.4 zeigt beispielhaft ein gemessenes Radargramm. Die Amplitudenmessungen $A(t)$ sind hier als einzelne Linien (engl. *traces* genannt) nebeneinander aufgezeichnet. Die y-Achse des Radargramms gibt somit die Laufzeit des Radarsignals von Aussendung bis Empfang an, hier in

reziproker Darstellung mit wachsender Laufzeit nach unten. Die dimensionslose Amplitude ist farbskaliert dargestellt, wobei rot positive Amplitudenwerte und blau negative Amplitudenwerte angibt. Der Nulldurchgang ist mit weiß belegt.

Für die Messung des hier gezeigten Common-Offset-Radargramms wurden viele Messungen mit räumlich leicht versetzter Sender- und Empfängerantenne durchgeführt. Dafür werden beide Antennen in konstantem Abstand über den Boden bewegt. Die x-Achse gibt daher die räumliche Position des Mittelpunkts von Sender und Empfänger an. Andere Messmethoden variieren zum Beispiel den Abstand der Antennen oder entstehen durch eine zeitliche Abfolge von Messungen mit statischen Antennen. Die x-Achse des Radargramms beinhaltet dann jeweils die veränderte Variable, also Position, Antennenabstand oder Messzeitpunkt.

Das empfangene Amplitudensignal $A(t)$ entsteht durch Reflexion des ausgesendeten Radarwavelet an Permittivitätsänderungen im Boden. Für in dieser Arbeit gezeigte Signale besteht das initiale Radarwavelet aus einer zeitlichen Abfolge von einem Maximum einem Minimum und einem weiteren Maximum der Amplitude. Bei Reflexionen an scharfen Permittivitätsänderungen, wie zum Beispiel scharf begrenzte Bodenstrukturen, bleibt die Form dieses Wavelets erhalten. Das reflektierte Wavelet erscheint daher im Radargramm als 3-fach Signal mit farbcodierter Amplitude rot-blau-rot. In Abbildung 2.4 ist dies beispielsweise für eine Reflexion am Betonboden des Versuchsaufbaus mit 45 ns Laufzeit zu sehen.

Ein Phasensprung des Signals tritt auf, wenn die reflektierende Struktur eine Änderung von kleinerer zu größerer Permittivität darstellt. Dies ist zum Beispiel für die Reflexion an der Schichtgrenze, die im Beispielradargramm mit einer Laufzeit von 20 ns zu sehen ist, der Fall. Dort erscheint das 3-fach Signal invers als blau-rot-blau.

Findet die Reflexion an einem Permittivitätsgradienten statt, besteht das empfangene Reflexionssignal aus der Superposition vieler reflektierter Wavelets an verschiedenen Positionen des Gradienten in beliebig kleinem Abstand. Dieses Superpositionswavelet kann somit je nach Gradient viele verschiedene Formen annehmen. Für Reflexionen an Permittivitätsgradienten die dem Kapillarsaum entsprechen ergibt dies meist ein 2-fach Signal aus einem Minimum und einem Maximum.

Simulation von GPR-Messungen

GPR-Messungen lassen sich durch die numerische Lösung der Maxwell-Gleichungen simulieren. In dieser Arbeit wird dazu das Paket *MeepGPR* von Buchner, Wollschläger und Roth, (2012) auf Basis des Maxwell-Lösers *meep* (Oskooi u. a., 2010) verwendet. Dabei wird für eine Punktquelle an den vorgegebenen Positionen der Sender-Antenne die zeitliche Entwicklung des elektrischen Feldes berechnet.

Der GPR-Puls wird dabei als Ricker-Wavelet gewählt. Diese Pulsform stimmt für viele Messungen mit der im Experiment beobachteten Form gut überein. Jedoch ist das Abstrahlungsverhalten der verwendeten GPR-Antennen abhängig von Temperatur und Bodenpermittivität, was nicht durch die Simulation repräsentiert wird.

Simulationen in dieser Arbeit wurden, soweit nicht anders angegeben, mit Pulsen einer Zentralfrequenz von 600 MHz bei einer räumlichen Auflösung von 1cm/Pixel auf einem zweidimensionalen Gitter simuliert.

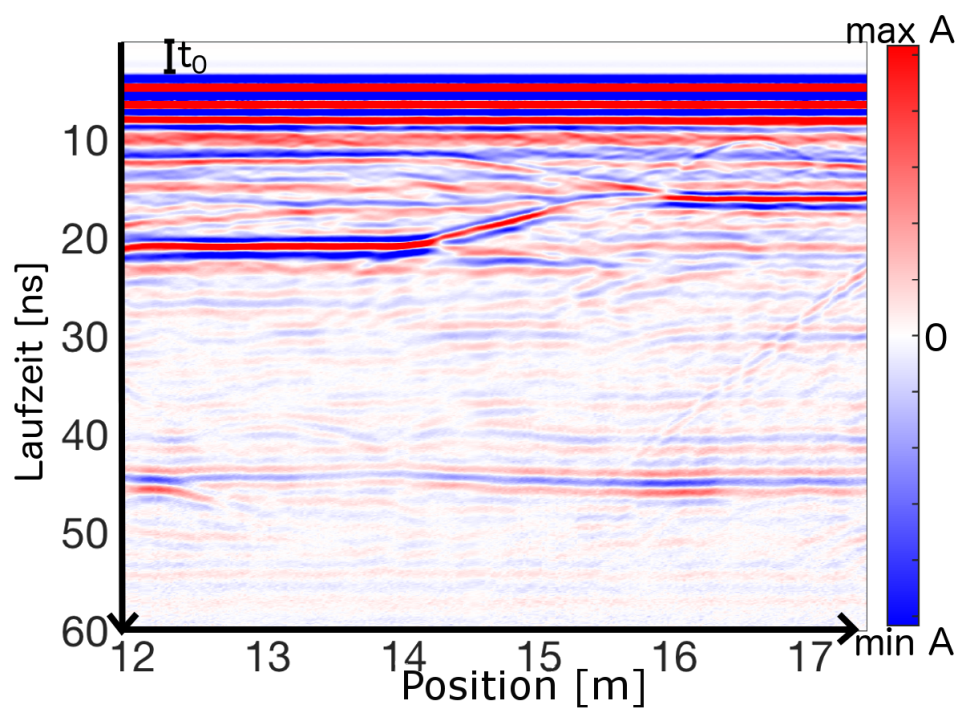


Abbildung 2.4: Beispiel für gemessenes Common-Offset Radargramm

2.5 Bodenwasserdynamik als Optimierungsproblem

Messdaten und Modell

Bei der Behandlung von Bodenwasserdynamik als Optimierungsproblem wird versucht, den gemessenen hydraulischen Zustand im zeitlichen Verlauf durch ein Modell zu reproduzieren. Das Modellergebnis ist dabei abhängig von Materialparametern, die die hydraulischen Eigenschaften des Bodens beinhalten. Aber auch der hydraulische Anfangszustand des Bodens, die exakte Randbedingung und nicht zuletzt auch Abweichungen der Modellgleichungen vom realen Prozess können das Ergebnis beeinflussen.

Konkret besteht das Optimierungsproblem (angelehnt an die Ausführungen von Press u. a., (2007)) aus N Messdaten y_i , $i < N$ des Zustands x_i , und einem Modell $y(x) = y(x|a_0 \cdots a_{M-1})$, das von M Parametern a_j abhängig ist. Das Ziel eines Optimierungsalgorithmus ist dann einen Parametersatz a_j , $j < M$ zu finden, das die Funktion

$$\chi^2 = \sum_{i=0}^{N-1} \left(\frac{y_i - y(x_i|a_0 \cdots a_{M-1})}{\sigma_i} \right)^2 \quad (2.29)$$

mit σ_i der Standardabweichung der Messdaten, minimiert.

Für das in dieser Arbeit gezeigte Optimierungsproblem bestehen die Messdaten aus Radarmessungen, insbesondere der Laufzeit einzelner Reflexionen an Bodenstrukturen und ihrer Amplitude. Das numerische Modell besteht daher aus einem Vorwärtsmodell der Bodenwasserdynamik, d.i. die Richards-Gleichung mit einer zugehörigen Parametrisierung der Bodenwassercharakteristik und der hydraulischen Leitfähigkeit, einer Transferfunktion von Wassergehalt zu elektrischer Permittivität, d.i. die CRIM-Formel nach Roth u. a., (1990), und der Lösung der Maxwell-Gleichungen und einer Darstellung als Radargramm. Die Funktion χ^2 vergleicht dann Laufzeit und Amplitude einzelner Signale im gemessenen und simulierten Radargramm. Genauer zur Berechnung dieses Vergleichs findet sich in Abschnitt 5.2.

Optimierungsalgorithmen

Levenberg-Marquardt-Algorithmus

Der Levenberg-Marquardt-Algorithmus erlaubt einen fließenden Wechsel zwischen dem Gauß-Newton-Verfahren und dem Gradientenverfahren (Press u. a., 2007). Ersteres nähert dabei die Summe der Fehlerquadrate $\chi^2(\vec{a})$ quadratisch an, während letzteres dem Gradienten $\frac{\partial \chi^2}{\partial a_k}$ Richtung Minimum folgt.

Mit den Definitionen der partiellen Ableitungen von χ^2

$$\beta_j := -\frac{1}{2} \frac{\partial \chi^2}{\partial a_j} \quad (2.30)$$

$$\alpha_{jl} := \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \chi^2}{\partial a_j \partial a_l} \quad (2.31)$$

lässt sich die quadratische Annäherung des Gauß-Newton-Verfahrens als

$$\sum_{l=0}^{M-1} \alpha_{jl} \delta a_l = \beta_j \quad (2.32)$$

und das Gradientenverfahren als

$$\delta a_l = \text{constant} \cdot \beta_j \quad (2.33)$$

darstellen, wobei $\delta a_l = a_l^{\text{nächste}} - a_l^{\text{aktuell}}$ für die Parameteraktualisierung steht. Marquardt erkannte, dass die Schrittweite des Gradientenverfahrens über die reziproken Diagonalelemente der Matrix α dargestellt werden kann (Press u. a., 2007).

$$\delta a_l = \frac{1}{\lambda \alpha_{ll}} \cdot \beta_j \quad (2.34)$$

Dabei ist die Variable λ ein Fudge-Faktor, der die Schrittweite skaliert. Der Levenberg-Marquardt-Algorithmus nutzt das Gradientenverfahren weit weg vom Minimum und wechselt in seiner Nähe fließend zum Gauß-Newton-Verfahren. Dafür werden Gleichung (2.32) und (2.34) über die Einführung der Matrix

$$\alpha'_{jj} = \alpha_{jj}(1 + \lambda) \quad (2.35)$$

$$\alpha'_{jl} = \alpha_{jl} \quad \text{für } j \neq l \quad (2.36)$$

kombiniert:

$$\sum_{l=0}^{M-1} \alpha'_{jl} \delta a_l = \beta_l \quad (2.37)$$

Für große λ geht diese Gleichung in das Gradientenverfahren über, während sie für $\lambda \rightarrow 0$ dem Gauß-Newton-Verfahren entspricht.

Der Algorithmus selbst bestimmt dann iterativ die Parameter a_j , in dem jeweils aus Gleichung (2.37) die Parameteraktualisierung δa_j bestimmt wird. Für eine Verkleinerung der χ^2 -Funktion nach $\chi^2(\vec{a} + \delta \vec{a}) < \chi^2(\vec{a})$ wird mit den veränderten Parametern weiter gerechnet und der Fudge-Faktor λ verkleinert. Für eine Vergrößerung der χ^2 -Funktion wird λ hingegen vergrößert und eine neue Parameteraktualisierung berechnet. Diese iterative Annäherung an das Minimum der χ^2 -Funktion wird bei Unterschreitung einer festgelegten minimalen Verbesserung abgebrochen.

Der Levenberg-Marquardt-Algorithmus ist ein Standardverfahren für die Minimierung nicht-linearer Systeme und funktioniert immer dann gut, wenn ein plausibler Startparametersatz gefunden wird, der nicht zu weit vom Minimum entfernt ist (Press u. a., 2007).

Simulated-Annealing

Simulated Annealing (simulierte Abkühlung) ist ein Approximierungsverfahren zur heuristischen Lösung eines Optimierungsproblems. Insbesondere für ein hochdimensionales Problem mit vielen lokalen Minima erreicht es mit guter Wahrscheinlichkeit einen Punkt nahe des globalen Minimums ohne durch lokale Minima gestört zu werden. Die Idee des Simulated Annealing geht auf N. Metropolis u. a., (1953) zurück und behandelt die Suche nach dem Minimum als Analogie zum Gefrieren von Flüssigkeiten und dem Ausglühen von Metallen. Während einer hinreichend langsamen Abkühlung formen die ursprünglich freien Moleküle ein regelmäßiges Kristall, dass den niedrigsten Energiezustand des Systems darstellt. Die Boltzmann-Verteilung

$$p(E) \approx \exp\left(-\frac{E}{kT}\right) \quad (2.38)$$

gibt die Energieverteilung des Systems im thermischen Gleichgewicht bei einer Temperatur T an. Sie lässt sich so interpretieren, dass mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit auch für kleine Temperaturen die Energie E des Systems groß ist. Ebenso ist eine Wahrscheinlichkeit gegeben auf ein niedrigeres Energieniveau zu gelangen. Anschaulich bedeutet dies, das System kann in einer Energielandschaft sowohl aufwärts als auch abwärts gehen, aber je kleiner die Temperatur ist, desto unwahrscheinlicher werden signifikante Aufwärtsstrecken (Press u. a., 2007).

Beim Übertrag auf das Optimierungsproblem sucht der Algorithmus zufällig in der Umgebung des aktuellen Parameters \vec{a} einen neuen Parameter \vec{a}' und wertet dort die χ^2 -Funktion aus. Bei einer Verbesserung $\chi^2(\vec{a}') \leq \chi^2(\vec{a})$ wird der neue Parameter angenommen. Bei einer Verschlechterung $\chi^2(\vec{a}') > \chi^2(\vec{a})$ wird der neue Parameter nur mit einer Wahrscheinlichkeit

$$p(\vec{a}') = \exp\left[-\frac{\chi^2(\vec{a}') - \chi^2(\vec{a})}{T}\right] \quad (2.39)$$

angenommen, wobei die Temperatur T bei jeder Iteration nach einer vorgegebenen Funktion sinkt (Wegener, 2004).

Die Verwendung eines randomisierten Algorithmus wie Simulated Annealing hat nicht das Ziel die exakte Position des globalen Minimums zu bestimmen. Vielmehr ist es eine Möglichkeit mit der Existenz lokaler Minima umzugehen und trotzdem das globale Minimum annähern zu können. Dabei wird ausgenutzt, dass durch die stets gegebene Wahrscheinlichkeit Parameter mit größerem Residuum zu akzeptieren, einmal gefundene lokale Minima wieder verlassen werden können.

Lokale Minima, wie sie bei den in dieser Arbeit betrachteten Optimierungsproblemen in einer großen Zahl auftreten, verhindern für gewöhnlich den Einsatz gradientenbasierter Algorithmen wie die Methode der kleinsten Quadrate.

Die Kombination des Simulated Annealing mit einem solchen Algorithmus kann es aber ermöglichen, trotz lokaler Minima die Position des globalen Minimums mit hoher Genauigkeit zu bestimmen.

Kapitel 3

Erscheinungsbild verschiedener Infiltrationsprozesse in GPR-Messdaten

In diesem Kapitel wird erkundet, ob und wie räumlich begrenzte Infiltrationsereignisse mit GPR (Ground-Penetrating-Radar) gemessen werden können. Anhand von numerischen Simulationen wird das Erscheinungsbild in Radargrammen einer Reihe von möglichen hydraulischen Situationen nach Infiltrationen untersucht. So entsteht ein Nachschlagewerk, das helfen soll, bei der Analyse von GPR-Daten von Infiltrationsexperimenten zu unterscheiden, welches Phänomen potentiell beobachtet worden ist. Außerdem werden die technischen Grenzen bei der Messung bestimmter Phänomene mit GPR und die Schwierigkeiten bei der Datenauswertung diskutiert.

Zusammengefasst liegt der Fokus dieses Kapitel auf der Beantwortung folgender Fragen:

- Ist GPR eine geeignete Messmethode um Infiltrationsprozesse zu beobachten?
- Welche Informationen über Infiltration sind in GPR-Daten enthalten?
- Sind aus hydraulischer Sicht interessante Phänomene in Radargrammen erkennbar?
- Welche Rolle spielt Bodenvariabilität bei der Erkennbarkeit einzelner Phänomene?

3.1 Parameter des experimentellen Aufbaus

Das Ergebnis von Infiltrationsmessungen hängt von einer Reihe von Parametern des experimentellen Aufbaus und Ablaufes ab: Das Material und die Architektur des Bodens, die Menge des infiltrierten Wassers, der Infiltrationsfluss, die Größe der bewässerten Fläche und die Dauer der Bewässerung, genauso wie der Messaufbau bestehend aus einer verschiedenen Anzahl und Position von GPR Antennen.

Während die Propagation einer Infiltrationsfront in einem idealen homogenen Boden mit Wassergehalt unterhalb von Sättigung verhältnismäßig einfach vorauszusagen ist, steigt die Komplexität des Prozesses, wenn der Boden kleinskalige Heterogenitäten beinhaltet, beispielsweise

GPR-Messmethode	Bodenarchitektur	Infiltrationsaufbau
Common-Offset	homogen	Infiltrationspuls
Common-Midpoint (CMP)	kleinskalige Heterogenitäten	Infiltrationsfront
Wide-Angle-Reflection-and-Refraction (WARR)	Materialschichten	
statische zeitaufgelöste Messung		

Tabelle 3.1: Parameterraum des experimentellen Aufbaus von Infiltrationsexperimenten, der von dieser Arbeit behandelt wird

durch eine Variation in der Korngröße oder präferentielle Fließbahnen. Makroskopische Heterogenitäten wie Materialschichten im Boden haben Einfluss sowohl auf hydraulische Prozesse als auch das Signal der GPR-Messung.

Tabelle 3.1 zeigt die verschiedenen Parameter des experimentellen Aufbaus, deren Einfluss auf das Messergebnis in diesem Kapitel betrachtet wird. Als einfachstes Beispiel wurde die Beobachtung eines räumlich begrenzten Infiltrationspuls in einem homogenen Boden beobachtet mit einer Common-Offset-Messung, gewählt. Von diesem Beispiel ausgehend wird jeweils einer der Parameter des experimentellen Aufbaus variiert, um die Auswirkung auf das Messergebnis zu zeigen. Dabei werden die anderen Parameter konstant gehalten werden.

Als erstes wird die Charakteristik eines Infiltrationsradargrammes bei verschiedenen GPR-Messmethoden gezeigt (Abschnitt 3.2). Als zweites wird der Einfluss von verschiedenen Bodenarchitekturen mit wachsender Kompliziertheit diskutiert (Abschnitt Bodenarchitektur). Für einige Architekturen wird außerdem den Einfluss des Infiltrationsaufbaus gezeigt, insbesondere ob ein räumlich begrenzter Infiltrationspuls generiert wird, oder ob eine breite Infiltrationsfront entsteht, wenn dieser Unterschied einen sichtbaren Effekt auf das Messergebnis hat.

3.2 GPR-Messaufbau

Übliche GPR-Messmethoden unterscheiden sich durch verschiedene Bewegungen der Antennen zum Boden und zu einander. Common-Offset-Radargramme entstehen durch Bewegung von Sender und Empfänger über den Boden, wobei ihr Abstand konstant gehalten wird. Daher ist der Reflexionswinkel des GPR-Signals an horizontale Reflektoren im Boden während der gesamten Messung konstant während der Reflexionspunkt sich bewegt.

Die resultierenden Radargramme bilden die Permittivität unterhalb der Bodenoberfläche fast analog zur Realität ab, wobei die Tiefe durch eine zeitliche Achse dargestellt wird, die die räumlichen Dimensionen verzerrt. Diese Methode wird daher oft genutzt um einen groben Eindruck von Prozessen und Materialarchitektur im Boden zu erhalten.

Common-Midpoint-Messungen (CMP) entstehen durch eine Bewegung von Sender und Empfänger in entgegengesetzte Richtungen während der Messung. Der Reflexionspunkt auf horizontalen Reflektoren ist daher konstant bei dieser Messmethode, während der Reflexionswinkel variiert. Für die Messung von Infiltrationsevents ist bei dieser Methode von Vorteil, dass ein Infiltrationspuls mit einer Reihe von unterschiedlichen Winkeln gescannt wird.

Wide-Angle-Refraction-and-Reflection-Messungen (WARR) entstehen, wenn ein statischer Sender mit einem bewegten Empfänger kombiniert wird. Dabei variiert sowohl der Reflexionswinkel als auch der Punkt der Reflexion von horizontalen Objekten im Boden. Genau wie CMP-Messungen, scannen Messungen dieser Methode einen Infiltrationspuls mit unterschiedlichen Winkeln. Sie hat jedoch den Vorteil mit kurzer Rechenzeit numerisch simuliert werden zu können, da das elektrische Feld von einem statischen Sender emittiert wird.

In diesem Abschnitt werden simulierte Radargramme verschiedener Messmethoden über einem räumlich begrenzten Infiltrationspuls in einem sandigen Boden gezeigt. Dabei soll vor allem beleuchtet werden, welche Signale typischerweise in solchen Radargrammen auftauchen und wie sie zustande kommen.

Common-Offset-Radargramme

Abbildung 3.1 zeigt ein simuliertes Common-Offset Radargramm über dem Permittivitätsfeld eines exemplarischen Infiltrationspulses. Charakteristisch ist der Anstieg der Laufzeit der Schichtreflexionen (SR) im Bereich der Infiltration analog zum Anstieg des Wassergehaltes. Für Infiltrationspulse mit einem scharfen Wassergehaltsgradienten an ihrem Rand tritt außerdem eine Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) auf.

Ein charakteristisches x-förmiges Signal im Radargramm entsteht durch Reflexionen der direkten Welle an den seitlichen Rändern des Infiltrationsbereiches (IRR). Wenn Sender und Empfänger sich beide über dem Infiltrationspuls befinden, misst der Empfänger jeweils eine Reflexion von jedem seitlichen Rand. Da beide Antennen sich parallel bewegen steigt die Laufzeit der einen Reflexion, während die Laufzeit der anderen Reflexion sinkt, genau wie der Abstand zum einen seitlichen Rand wächst und zum anderen Rand sinkt (siehe auch Abbildung 3.2).

Die Laufzeit der direkten Welle, die an der Bodenoberfläche zwischen Sender und Empfänger läuft, ist für homogene Materialien nahezu konstant mit einem leichten Anstieg der Laufzeit, wenn die Welle den nassen Boden im Infiltrationsbereich passiert. Durch den geringen Antennenabstand im simulierten Beispiel ist dieser Anstieg hier nur gering.

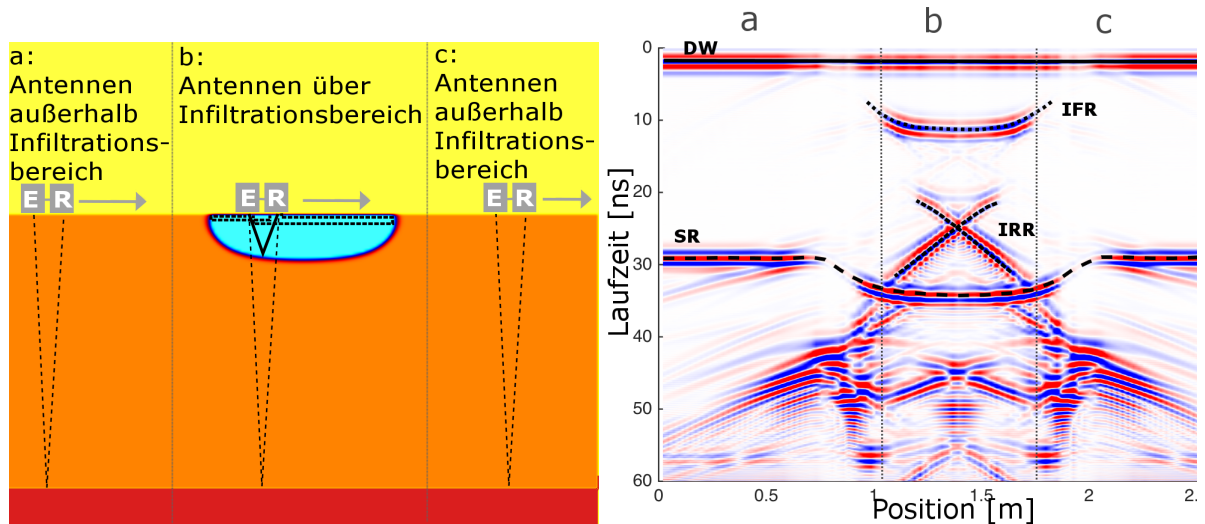


Abbildung 3.1: Simuliertes Common-Offset-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls. Gestrichelte und gepunktete Linien markieren den Strahlweg in der verwendeten Permittivitätsverteilung (links) und die zugehörigen Signale im Radargramm (rechts). Dabei sind die Reflexionen an der Schichtgrenze (SR), an der Infiltrationsfront (IFR) und an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses (IRR) gekennzeichnet. Eine durchgezogene Linie markiert das Signal der direkten Welle (DW), die an Bodenoberfläche propagiert.

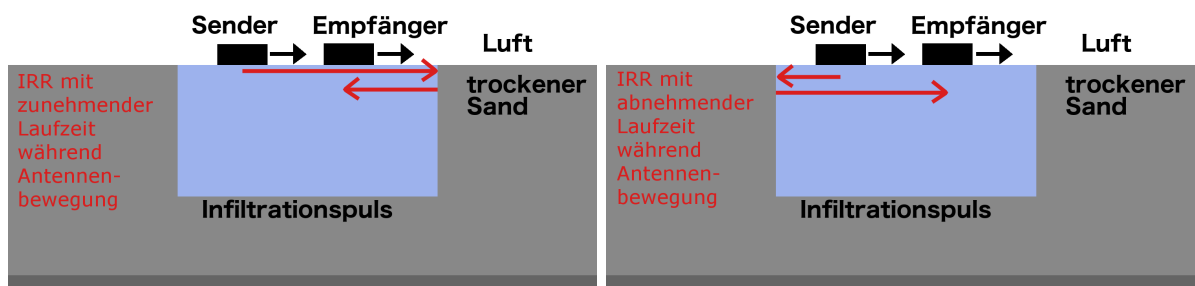


Abbildung 3.2: Schematischer Strahlweg der Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses, die zur Erzeugung des x-förmigen Signals in Common-Offset-Radargrammen führen. Die Antennen bewegen sich dabei mit konstantem Abstand von links nach rechts.

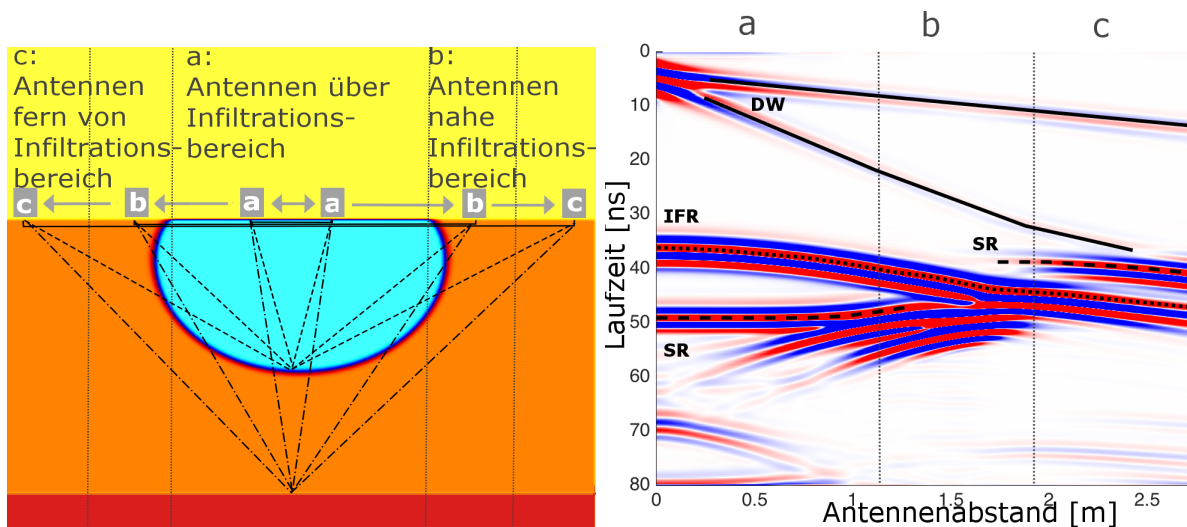


Abbildung 3.3: Simuliertes Common-Midpoint-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls. Gestrichelte und gepunktete Linien markieren den Strahlweg in der verwendeten Permittivitätsverteilung (links) und die zugehörigen Signale im Radargramm (rechts). Dabei sind die Reflexionen an der Schichtgrenze (SR) und an der Infiltrationsfront (IFR) gekennzeichnet. Eine durchgezogene Linie markiert das Signal der direkten Welle (DW), das an der Bodenoberfläche propagiert.

Common-Midpoint-Radargramme

Abbildung 3.3 zeigt ein simuliertes Common-Midpoint (CMP) Radargramm. Die Laufzeit der Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) wächst hyperbolisch mit dem Antennenabstand. Der Gradient dieses Signals ändert sich, wenn die Antennen den Infiltrationsbereich verlassen und der Strahlweg auch teilweise durch Boden mit signifikant niedrigerer Permittivität außerhalb des Infiltrationspulses führt. Dies tritt in ähnlicher Weise auch für die Schichtreflexion (SR) auf, wenn der Anteil des Strahlweges in trockenem Boden mit dem Antennenabstand wächst. Charakteristisch für CMP Radargramme ist ein Sprung in der Laufzeit des Signals der Schichtreflexion. Dieser entsteht wenn der Antennenabstand groß genug ist, um eine Reflexion mit einem Strahlweg um den Infiltrationspuls herum durch trockenen Boden zu ermöglichen (siehe auch schematische Strahlwege in Abbildung 3.3).

Charakteristisch für CMP Radargramme ist außerdem die Änderung der Steigung der direkten Welle (DW), wenn die Antennen den Infiltrationsbereich verlassen und eine kleinere Bodenpermittivität eine schnellere Propagation der Radarstrahlung verursacht.

Wide-Angle-Reflection-and-Refraction-Radargramme

Ein simuliertes WARR (Wide Angle Reflection and Refraction)-Radargramm über einem Infiltrationspuls wird in Abbildung 3.4 gezeigt. Charakteristisch ist hier die Änderung des Laufzeitgradienten der direkten Welle (DW) im Infiltrationsbereich durch die höhere Permittivität.

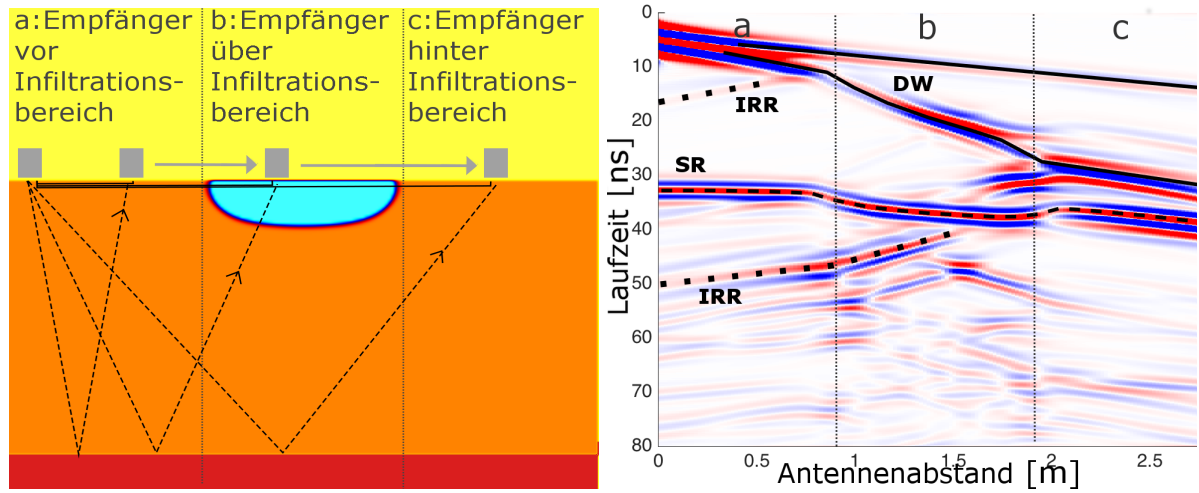


Abbildung 3.4: Simuliertes WARR-Radargramm über einem beispielhaften Infiltrationspuls. Gestrichelte und gepunktete Linien markieren den Strahlweg in der verwendeten Permittivitätsverteilung (links) und die zugehörigen Signale im Radargramm (rechts). Hervorgehoben sind die Reflexion an der Schichtgrenze (SR), am seitlichen Rand des Infiltrationspulses (IRR) und die direkte Welle (DW).

Die Laufzeit der Schichtreflexion ist eine hyperbolische Funktion des Antennenabstands. Die höhere Permittivität des Infiltrationspulses verursacht eine zusätzliche Verzögerung des Reflexionssignals in diesem Bereich.

Die direkte Interpretation von WARR-Radargrammen in komplizierten Bodenarchitekturen ist durch die Änderung von Reflexionspunkt und -winkel mit dem Antennenabstand wenig intuitiv. Daher können numerische Simulationen helfen, die Entstehung von interessanten Signalen in gemessenen Radargrammen zu rekonstruieren.

Auch bei WARR-Messungen können Reflexionen am seitlichen Rand des Infiltrationspulses (IRR) empfangen werden. Schematisch ist die Entstehung dieses Signal in Abbildung 3.5 dargestellt. Der Messaufbau in diesem Beispiel besteht aus einem statischen Sender außerhalb des Infiltrationsgebietes und einem bewegten Empfänger über dem Infiltrationsgebiet. Die Reflexionen an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses können durch Propagation des Radarsignales parallel zur Bodenoberfläche entstehen.

Reflexionssignale bei horizontaler Signalpropagation können nur dann gemessen werden, wenn sich der Empfänger zwischen Sender und reflektierender Struktur befindet. Im gezeigten Beispiel befindet sich der Empfänger in der Mitte des Infiltrationsbereiches. Daher wird ein Reflexionssignal vom linken Pulsrand empfangen. Reflektierende Radarstrahlung am rechten Pulsrand erreicht den Empfänger nicht.

Die Laufzeit von Reflexionen durch horizontaler Signalpropagation ändert sich mit der Position des Empfängers. Im Beispiel wird der Empfänger von rechts nach links bewegt. Dadurch

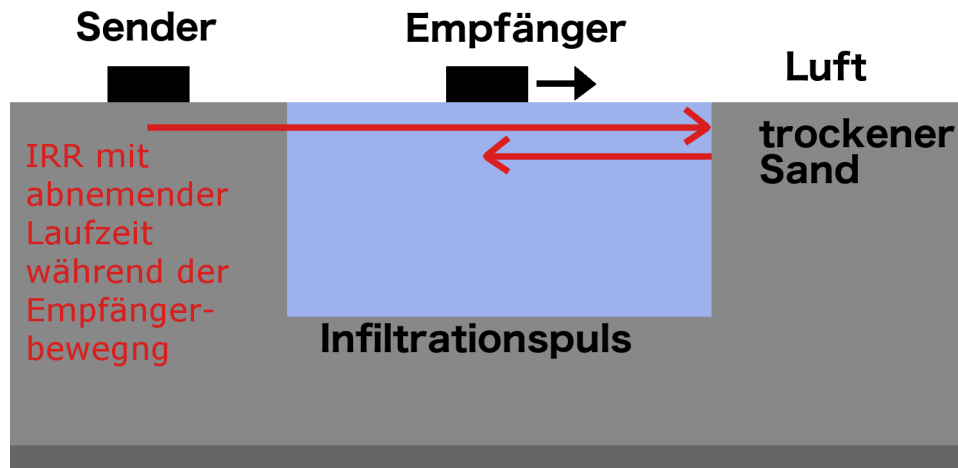


Abbildung 3.5: Schematische Darstellung des Strahlweges der Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses in WARR-Messungen.

verringert sich die Laufzeit der Reflexion am linken Pulsrand in dem Maße, wie der Abstand zwischen Rand und Empfänger abnimmt.

Statische GPR-Messungen

Die Beobachtung von hydraulischen Prozessen mit statischen GPR-Antennen ist ein experimenteller Aufbau mit vergleichsweise sehr geringem Aufwand bezogen auf technische Ausstattung und nötige Arbeitskräfte. Eine Zeitreihe von Messungen mit statischen Antennen kann die zeitliche Entwicklung eines hydraulischen Prozesses beschreiben.

Hier wird beispielhaft die Beobachtung eines räumlich begrenzten Infiltrationspulses mit einem statischen Sender und einem statischen Empfänger gezeigt, die beide mittig zu dem Infiltrationsgebiet platziert wurden (Abbildung 3.6). Die Breite des Infiltrationsbereiches beträgt 1 m während der Antennenabstand 40 cm beträgt.

Die Propagation der Infiltrationsfront (IFR) führt zu einer starken Reflexion, deren Laufzeit während des Experiments ansteigt. Gleichzeitig steigt auch die Laufzeit der Schichtreflexion (SR) durch die größere Permittivität des Bodens an. Beide Prozesse führen zu hyperbolisch geformten Signalen im Radargramm, wobei die Laufzeit beider Reflexionen identisch ist, wenn die Infiltrationsfront die Schichtgrenze erreicht.

Während der Infiltrationspuls in seiner räumlichen Ausdehnung breiter als tief ist ($t < 3000$ s), sind zusätzliche Reflexionen von den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses (IRR) und ihre Mehrfachreflexionen sichtbar. Daher ist trotz des statischen Messaufbaus Information über die räumliche Verteilung des hydraulischen Prozesses im Radargramm enthalten.

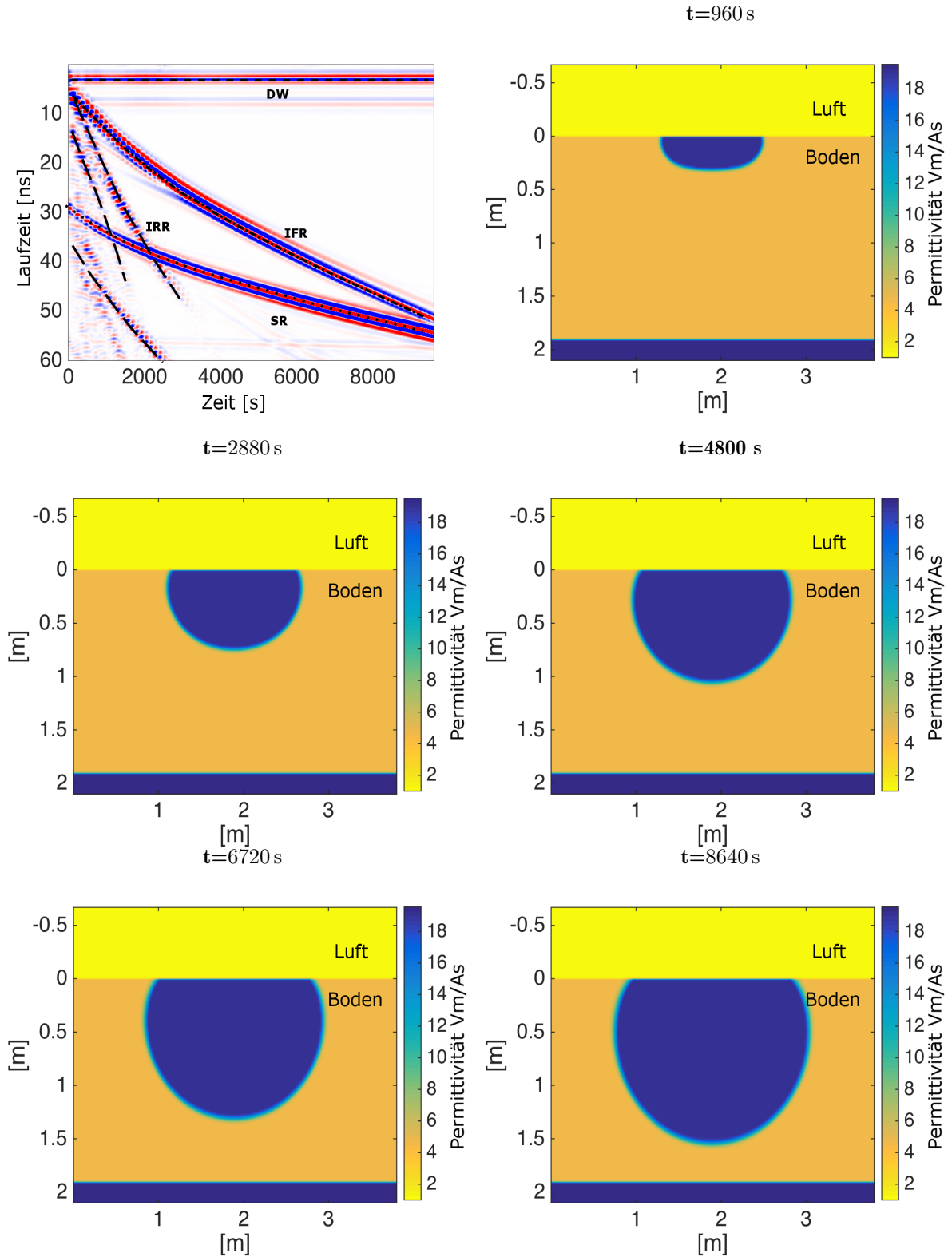


Abbildung 3.6: Simuliertes Radargramm mit statischen Antennen über exemplarischem Infiltrationspuls und zugehörige Permittivitätsverteilungen. Im Radargramm sind markiert: Die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR), an der Schichtgrenze (SR), die direkte Welle (DW) und Reflexionen an den seitlichen Pulsrändern (IRR). Die Zeitliche Entwicklung der Permittivität des Infiltrationspulses wird für ausgewählte Zeitpunkte gezeigt.

3.3 Bodenarchitektur

Im folgenden Abschnitt soll der Einfluss der Variation von Bodeneigenschaften auf verschiedenen Skalen auf den Infiltrationsprozess und resultierende Radargramme untersucht werden. Die starke Nichtlinearität hydraulischer Prozesse hat zur Folge, dass ob Bodenvariabilität den hydraulischen Prozess beeinflusst vom Prozess und der Randbedingung abhängt (Warrick, 2002). Die Gründe für Variabilität von Bodeneigenschaften sind räumlich und zeitlich. Dabei lässt sich zwischen extrinsischen Prozessen, z.B. die Nutzung und Bearbeitung des Bodens durch den Menschen, und intrinsische Prozesse durch geologische, hydrologische und biologische Faktoren der Bodenbildung unterscheiden.

Boden hat dabei eine regionale räumliche Komponente: Seine Eigenschaften variieren räumlich, wobei nahe Regionen eher ähnliche Eigenschaften besitzen (Warrick, 2002). Daher wird Bodenvariabilität häufig als kontinuierlich auf unterschiedlichen Skalen beschrieben, beispielsweise über mathematische Methoden wie Geostatistik oder Fraktaltheorie. Die Klassifizierung von Boden als homogen oder heterogen ist demnach stark von der Klassifizierungsskala abhängig.

In den im Folgenden gezeigten Simulationen wird die Klassifizierungsskala durch die verwendete räumliche Auflösung von 1 cm x 1 cm pro Pixel bestimmt. Als homogen wird der Boden bezeichnet, wenn seine Eigenschaften auf der Skala der Pixel konstant sind. Dabei sind Variationen auf kleinerer Skala nicht ausgeschlossen, ergeben aber jeweils den selben effektiven Mittelwert.

Als kleinskalig heterogen wird Boden bezeichnet, wenn sich die räumliche Ausdehnung der Variation der Bodeneigenschaften maximal auf einige wenige Pixel beläuft. Dies entspricht in natürlichen Böden der Variabilität der hydraulischen Bodeneigenschaften durch Variation der Korngröße, -form und -größenverteilung.

Als großskalige Heterogenitäten wird im Folgenden die Ausdehnung von Bodenregionen mit abweichenden Bodeneigenschaften über ein vielfaches der verwendeten Pixelgröße bezeichnet. Dies kann zum Beispiel die natürliche Schichtung verschiedener Bodenmaterialien durch Erosion sein.

Homogener Boden

In Abschnitt 3.2 wurden bereits die charakteristischen Signale von Common-Offset-Radargrammen über Infiltrationspulsen in homogenen Böden gezeigt. Die genaue Form des Infiltrationspulses hängt dabei stark von den spezifischen Materialeigenschaften und der Menge des infiltrierten Wassers ab. Dies beeinflusst das resultierende Radargramm auf unterschiedliche Arten. Abbildung 3.7 zeigt ein Beispiel von zwei simulierten Infiltrationspulsen, die sich in ihrer Form nur gering unterscheiden, und die resultierenden Common-Offset-Radargramme.

In den typischen Signalen wie der Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) oder dem Anstieg der Laufzeit der Schichtreflexionen (SR) im Infiltrationsbereich ist nur ein kleiner Einfluss der geänderten Pulsform zu sehen. Signifikanter hingegen ist die exakte Pulsform für Mehrfachreflexionen am Rand des Infiltrationspulses (MI). Dieses Signal entsteht durch einen geometrisch komplizierten Strahlweg mit mehreren Reflexionen am Pulsaußenrand und an einer Schichtgrenze. Eine direkte Interpretation der Laufzeit dieses Signals scheint daher nicht möglich. Dennoch enthält dieses Signal viele Informationen über die konkrete Form des Infiltrationspulses und zeigt sensitiv Änderungen dieser an, wie durch das simulierte Beispiel gezeigt wird.

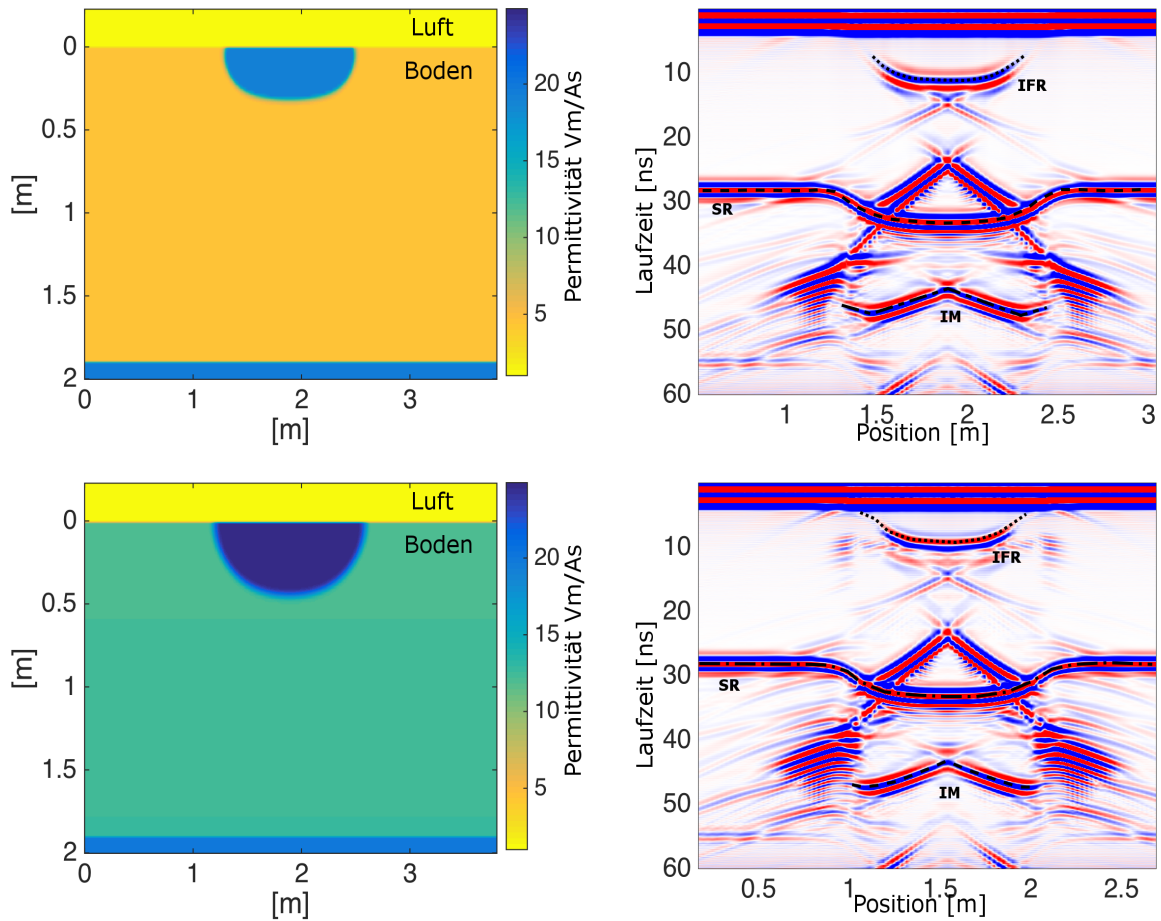


Abbildung 3.7: *links*: Permittivitätsverteilung exemplarischer Infiltrationspulse in Sand (oben) und Schluff (unten). Die Verteilung resultiert aus numerischer Simulation des hydraulischen Prozesses im jeweiligen Material und wird zur Simulation der nebenstehenden Radargramme verwendet.

rechts: Simulierte Common-Offset-Radargramme über exemplarischem Infiltrationspuls in Sand (oben) und Schluff (unten). Markiert sind die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und das Signal, das durch Mehrfachreflexion am Rand des Infiltrationspulses (IM) entsteht.

Hier soll keine direkte Interpretation dieser Signale gegeben werden, oder gar die Assoziation mit einem konkreten Strahlweg. Aber da solche Mehrfachreflexionen recht stabil in Radarsimulationen von Infiltrationspulsen reproduziert werden können, sollte es möglich sein, diese Signale in Optimierungsrechnungen zu berücksichtigen und ihren Informationsgehalt zu nutzen.

Kleinskalige Heterogenitäten

Der Einfluss kleinskaliger Heterogenitäten auf Infiltration wird im Folgenden untersucht. Dabei werden sowohl die zusätzlichen Signale durch kleinskalige Bodenstrukturen im Radargramm betrachtet, als auch ihr Einfluss auf den Infiltrationsprozess und die Detektierbarkeit dieses Einflusses.

Millerskalierung

Die Existenz verschiedener Korngrößen, Kornformen und eine Mischung unterschiedlicher Materialien führt zu räumlichen Variationen der Bodenporosität und der hydraulischen Eigenschaften. Eine Variation des Wassergehalts und damit der Permittivität verursacht zusätzliche Reflexionen des Radarsignals und ist in Radargrammen sichtbar.

Um die räumliche Variation der hydraulischen Eigenschaften des Bodens zu repräsentieren, wurde in dem folgenden Beispiel ein Skalierungsparameter genutzt, wie er von Miller, (1956) eingeführt wurde.

Abbildung 3.8 zeigt den Einfluss von Millerskalierung auf ein sandiges Material im statischen hydraulischen Gleichgewicht. Es werden Simulationen mit unterschiedlichen hydraulischen Potential gezeigt, was einen unterschiedlichen Grad der Heterogenität des Wassergehalts im Boden erzeugt. Die zugehörigen Common-Offset-Radargramme zeigen das Erscheinungsbild der Heterogenitäten im Radarsignal.

Kleinskalige Variationen im Wassergehalt erzeugen hyperbolisch geformte Reflexionen (HR). In dem gezeigten Beispiel steigt die Heterogenität mit der Bodentiefe, da der Wassergehalt nahe des Wasserspiegels ansteigt (siehe Abbildung 3.9). Daher treten zusätzliche Reflexionen an Heterogenitäten auch gehäuft in größerer Bodentiefe auf. Insbesondere ihre Mehrfachreflexionen können dort zuweilen nicht mehr getrennt werden (Abbildung 3.8, *unten*).

Die Reflexionen an größerskaligen Heterogenitäten, so wie zum Beispiel Materialschichten (SR), kann durch die räumlich Variation des mittleren Bodenwassergehalts beeinflusst werden. So verzögern kleinskalige Bereiche mit höherer Permittivität oberhalb der Materialschicht das Radarsignal. Im Radargramm erscheint dies als eine Laufzeitvariation der Schichtgrenzreflexion (Abbildung 3.8, *Mitte*).

Bei stark ausgeprägten Heterogenitäten im Boden können diese das Radargramm auch vollkommen dominieren, so dass die Schichtreflexionen nicht mehr ausgewertet werden kann (Abbildung 3.8, *unten*).

Kleinskalige Variationen insbesondere der hydraulischen Leitfähigkeit beeinflussen auch die Form und Propagation eines Infiltrationspulses. Abbildung 3.10 zeigt beispielhaft das Ergebnis einer Simulation eines Infiltrationspulses in einem Sandmaterial. Wie zuvor wurde die Variation der Bodeneigenschaften in der Simulation mit Millerskalierung repräsentiert und ein variierendes hydraulisches Potential erzeugt unterschiedlich starke Heterogenität des Wassergehalts.

Bei kleiner oder moderater Hintergrundheterogenität (Abbildung 3.10, *oben* und *Mitte*) erscheinen die charakteristischen Signale des Common-Offset-Radargrammes. Ihr Erscheinungsbild ist analog zu den aus dem homogenen Fall bekannten Signalen (siehe auch Abbildung 3.1) mit zusätzlicher Variation der Laufzeit. Diese Variation kann entstehen, wenn die Radarstrahlung durch kleinskalige Bereiche höherer Permittivität verzögert wird.

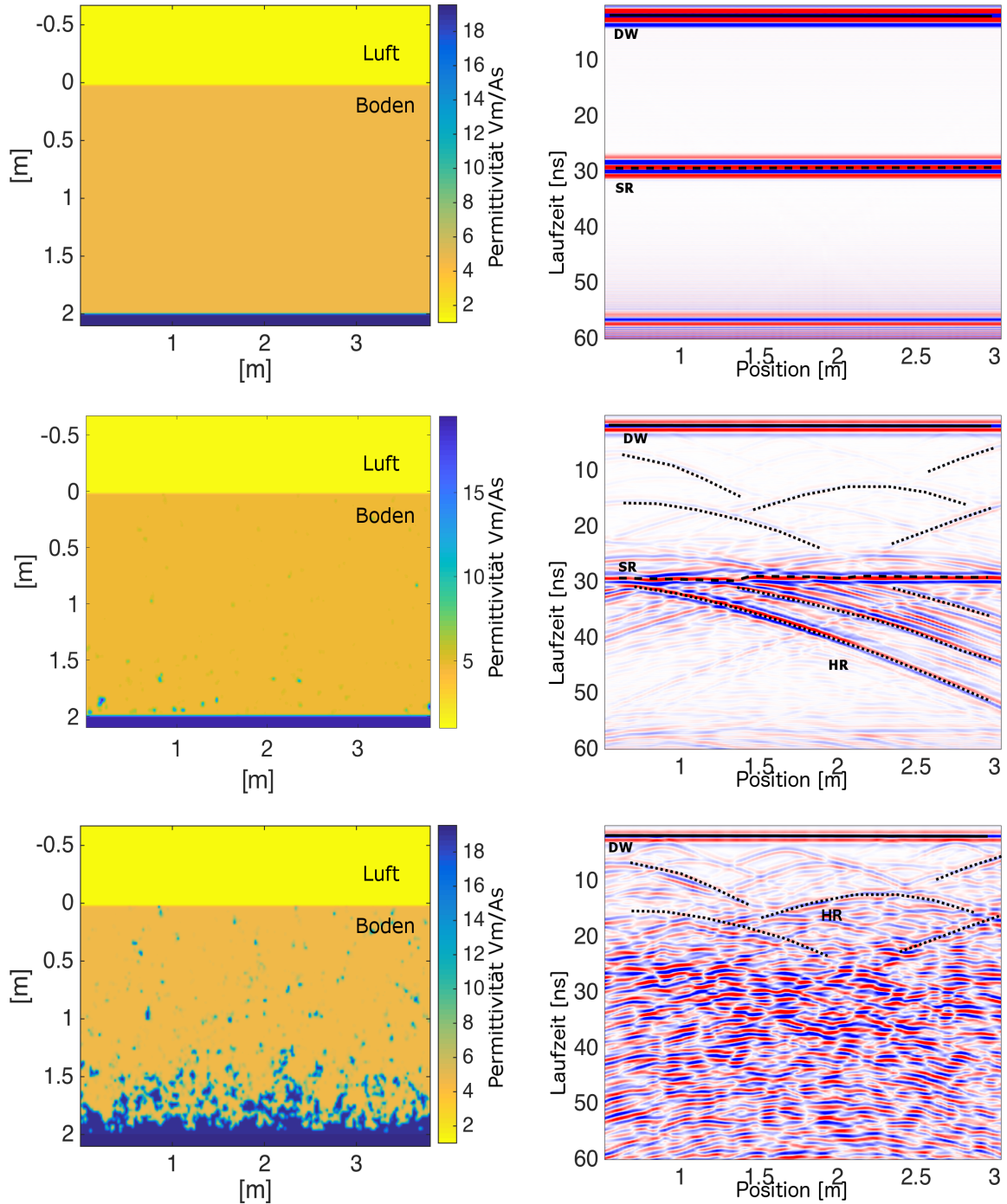


Abbildung 3.8: Simulierte Common-Offset-Radargramme und die zugehörigen Permittivitätsfelder. Diese stammen aus numerischer Simulation der Gleichgewichtsverteilung des Wassergehalts mit Millerskalierung über einem Wasserspiegel. Millerskalierungsparameter sind aus einem Zufallsfeld mit Korrelationslänge 5 cm gewählt. Das hydraulische Potential der simulierten Zustände entspricht einem Wasserspiegel jeweils 10 m (oben), 4 m (Mitte) und 2 m (unten) unter der Bodenoberfläche. In den Radargrammen sind mit durchgezogenen Linien die Signale der direkten Welle (DW) markiert. Gestrichelte Linien markieren die Schichtreflexion (SR) und gepunktete Linien hyperbolisch geformte Reflexionen (HR) durch kleinskalige Heterogenitäten im Boden.

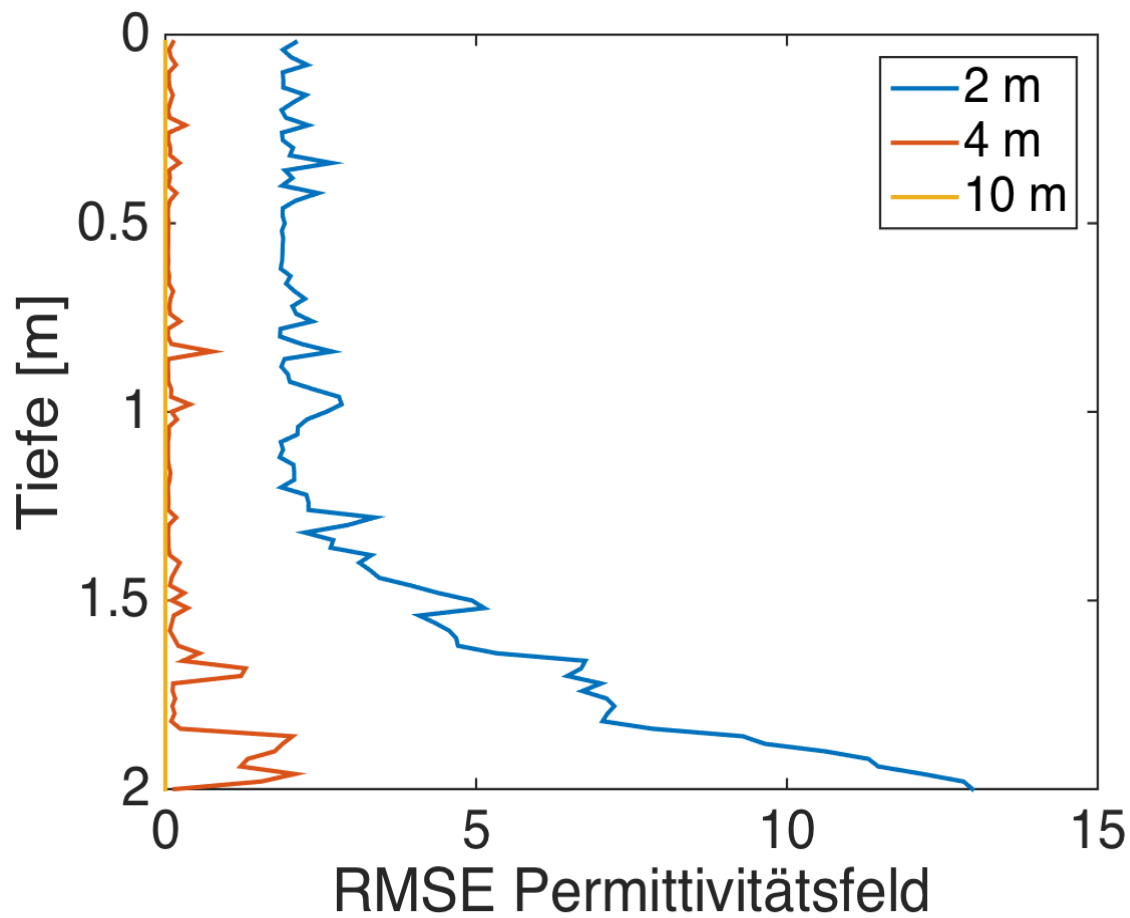


Abbildung 3.9: Wurzel aus der mittleren quadrierte Abweichung (RMSE) der Permittivität vom Mittelwert der verwendeten Permittivitätsfeldern. Die Permittivitätsfelder stammen aus numerischen Simulationen des hydraulischen Gleichgewichts mit Wasserspiegeln in 2 m, 4 m und 10 m Tiefe unter der Bodenoberfläche.

Im simulierten Beispiel entstehen durch kleinskalige Bereiche mit höherer hydraulischer Leitfähigkeit im Boden Unregelmäßigkeiten am Rand des Infiltrationspulses. Diese Rauigkeit des Randes verursacht im Radargramm zusätzliche Reflexionen (RR) im Infiltrationsbereich (Abbildung 3.10, *oben* und *Mitte*) .

Bei stark ausgeprägter Heterogenität des Wassergehalts dominieren die Reflexionen an diesen kleinskaligen Bereichen das Radargramm derart, dass Informationen über den Infiltrationsprozess nur noch aus der stark sichtbaren Infiltrationsfrontreflexion (IFR) erhalten werden kann (Abbildung 3.10, *unten*). Die Unterscheidung von hyperbolischen Reflexionen an Heterogenitäten (HR) von Schichtreflexionen (SR) oder den Reflexionen am seitlichen Rand des Infiltrationspulses (IRR) ist für starke Heterogenität des Wassergehalts nicht möglich, wie das simulierte Beispiel zeigt.

Für Infiltrationspulse mit sehr geringer Propagationstiefe, die nur ein sehr flaches Bodenvolumen unterhalb der Bodenoberfläche einnehmen, kann durch die Existenz von Bodenheterogenitäten im Radargramm ein erweitertes IRR-Signal entstehen. Wie in Abschnitt 3.2 beschrieben, entsteht durch Reflexionen an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses ein charakteristisches x-förmiges Signal, das mittig zum Infiltrationsbereich zentriert ist und in dieser Arbeit als IRR-Signal abgekürzt wurde. Durch den Einschluss von Wassergehaltsvariationen im Infiltrationsbereich, wie es durch Bodenheterogenität entstehen kann, wird dieses Signal zu vielen parallelen x-förmigen Signalen erweitert.

Der Strahlweg zur Entstehung dieses Signals ist schematisch in Abbildung 3.11 gezeigt. Er bezieht sich auf Infiltrationspulse, deren Tiefe so gering ist, dass ein relevanter Teil der Strahlung parallel zur Bodenoberfläche im Infiltrationspuls propagiert.

Dann erzeugen die Wassergehaltsvariationen jeweils zusätzliche Reflexionen, deren Laufzeit während der Antennenbewegung in Common-Offset Messungen entsprechend des räumlichen Abstands der Antenne zu der Variation zu- oder abnimmt. Dadurch entstehen ebenfalls Teile eines x-förmigen Signals, die als viele parallele Linien das IRR-Signal erweitern.

Das Erscheinungsbild des gesamten Signals ist dann maßgeblich abhängig von Ausprägung und Größe der Bodenvariation. Die Größe der Wassergehaltsvariation bestimmt dabei die Reflexionsamplitude. Ob und welche der räumlichen Strukturen Radarsignale reflektieren, ist hingegen nicht nur von ihrer Größe sondern auch vom Abstand zu anderen Strukturen und insbesondere der Messwellenlänge abhängig.

In Abbildung 3.12 ist ein simuliertes Radargramm mit dem beschriebenen erweiterten IRR-Signal zu sehen. Das Permittivitätsfeld des zugehörigen Infiltrationspulses zeigt mehrere Bereiche erhöhten Wassergehalts, die zusätzliche Reflexionen erzeugen und im Radargramm viele parallele Signale im Infiltrationsbereich erzeugen.

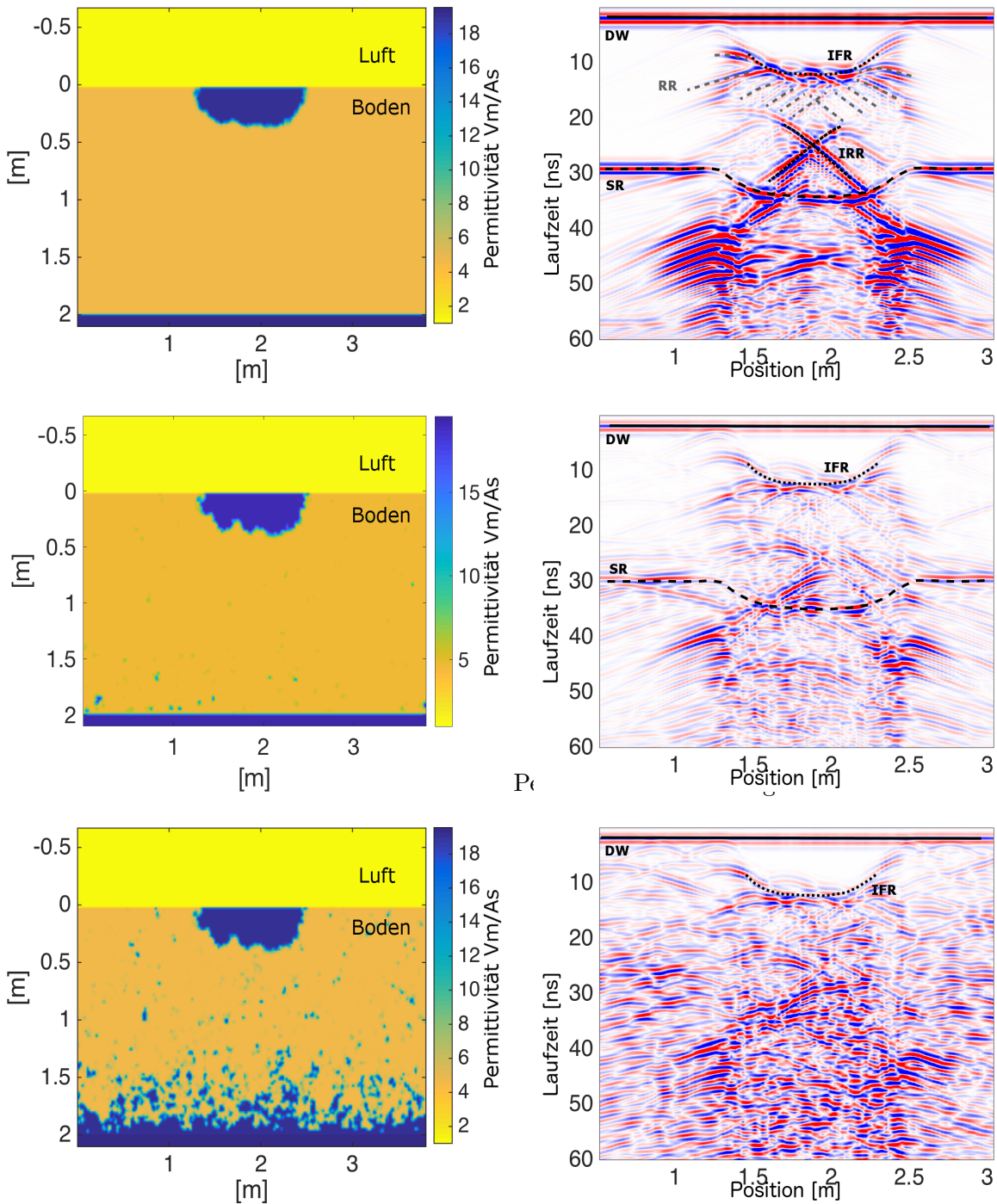


Abbildung 3.10: Simulierte Common-Offset-Radargramme und die zugehörigen Permittivitätsverteilungen im Boden. Diese resultieren von numerischen Simulationen der Hydraulik einer Infiltration über einem Wasserspiegel mit Millerskalierung. Die verwendeten Millerskalierungsparameter stammen aus einem Zufallsfeld mit einer Korrelationslänge von 5 cm. Das hydraulische Potential der gezeigten Zustände entspricht einem Wasserspiegel 10 m (oben), 4 m (Mitte) und 2 m (unten) unter der Bodenoberfläche. Durchgezogene Linien markieren das Signal der direkten Welle (DW) im Radargramm. Gestrichelte Linien markieren Schichtreflexionen, Reflexionen an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses und Reflexionsignale durch die Rauigkeit des Pulsrandes. Gepunktete Linien zeigen hyperbolisch geformte Signale durch kleinskalige Heterogenitäten im Boden an.

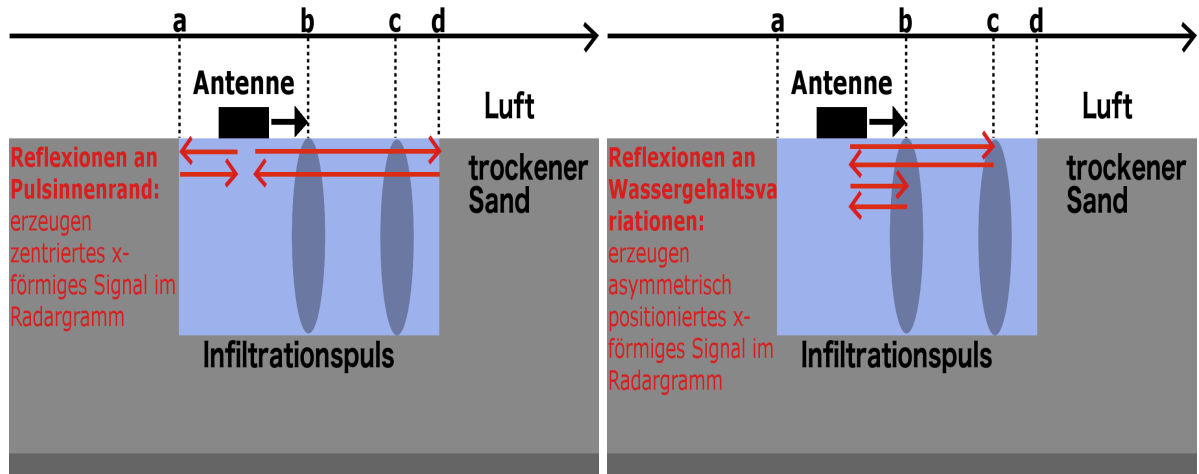


Abbildung 3.11: Schematischer Strahlweg von Reflexionen in einem flachen Infiltrationspuls mit eingeschlossenen Wassergehaltsvariationen. Die gezeigte Konfiguration führt zu einem erweiterten IRR-Signal wie es schematisch in Abbildung 3.12 gezeigt wird.

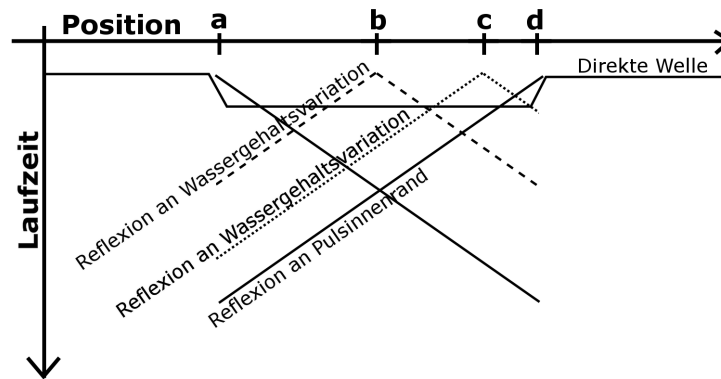


Abbildung 3.12: Schematisches Radargramm zur Entstehung des erweiterten IRR-Signals durch Reflexionen an Wassergehaltsvariationen in einem flachen Infiltrationspuls. Die Reflexionen am Pulsrand bilden ein x-förmiges Signal, das zentriert zur Mitte des Pulses auftritt. Reflexionen an Wassergehaltsvariationen innerhalb des Pulses bilden nichtzentrierte, parallele Signale dazu.

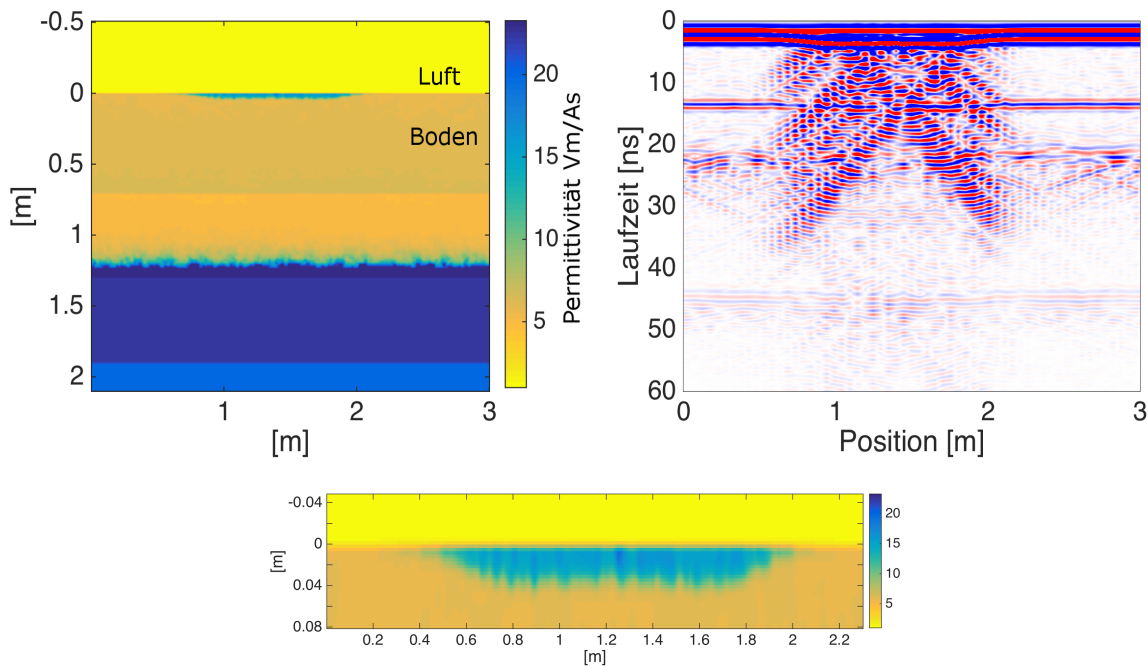


Abbildung 3.13: Permittivitätsfeld (*links*) und Simuliertes Radargramm (*rechts*) zur Entstehung eines erweiterten IRR-Signals durch Bodenheterogenität im Infiltrationsbereich. Im Radargramm werden die parallelen Strukturen des x-förmigen Signals durch die begrenzte räumliche Auflösung der Simulation teilweise unterbrochen dargestellt. *Unten* sind in einer Detaildarstellung der Permittivitätsverteilung im Infiltrationsbereich die Strukturen zu sehen, die das charakteristische Signal im Radargramm erzeugen.

Makroskopische Heterogenitäten

Sedimentation, Erosion und natürliche Entmischung verschiedener Korngrößen formen natürliche Böden. Landwirtschaftlich genutzter Boden enthält häufig einen Pflughorizont, der die Tiefe der regelmäßig aufgelockerten Bodenschicht an der Oberfläche repräsentiert. Durch diese Prozesse entstehen näherungsweise horizontale Schichtungen mit weitestgehend scharfen Grenzen im Boden. Großskalige Kräfte wie Erdbeben, Erdrutsche und Plattentektonik kann dies geschichtete Struktur zusätzlich verformen. Daher beinhalten Experimente auf natürlichen Böden eine weite Bandbreite von Bodenarchitekturen und Anordnungen verschiedener Materialien. Im folgenden Abschnitt wird untersucht wie die Schichtung verschiedener Bodenarchitekturen den Infiltrationsprozess und resultierende Radargramme beeinflusst.

Horizontal layers

Die Infiltration über Schichtgrenzen ist für die hydraulische Beschreibung eines Bodens besonders interessant, da die Propagation des infiltrierten Wassers sensitiv von dem Verhältnis der hydraulischen Eigenschaften der beiden Schichten abhängt. Ein Material mit geringerer hydrau-

lischer Leitfähigkeit unterhalb der Schichtgrenze kann ein Anstauen des Wassers verursachen. Damit verbunden ist dann zum Beispiel eine horizontale Ausbreitung des Infiltrationspulses oder ein Bereich mit erhöhtem Wassergehalt oberhalb der Schichtgrenze.

Obwohl diese Effekte für den hydraulischen Prozess hochgradig relevant sind, kann das zugehörige Signal im Radargramm unauffällig sein. Die Analyse einer Messreihe, die die zeitliche Entwicklung des Effektes darstellt, oder der Vergleich zu Messungen mit bekannten hydraulischen Eigenschaften kann in solchen Fällen die Interpretation vereinfachen.

Gestauter Infiltrationspuls

Die meisten räumlich begrenzten Infiltrationen erzeugen näherungsweise sphärisch geformte Infiltrationspulse im Boden. Bei Infiltrationen in ein homogenes Material ist der Rand eines solchen Pulses glatt ohne jegliche Ecken und Unebenheiten.

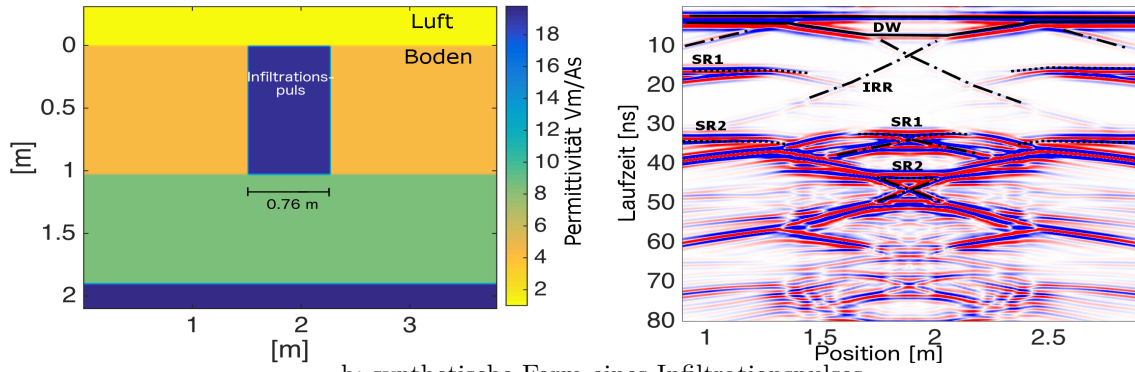
Das Verhalten eines solchen Infiltrationspulses an einer Materialgrenze hängt von den hydraulischen Eigenschaften der beteiligten Materialien ab. Das Auftreffen auf eine Materialschicht mit kleinerer hydraulischer Leitfähigkeit führt zum Anstauen des infiltrierten Wassers. Der Infiltrationspuls breitet sich in für eine gewisse Zeit in horizontale Richtung aus, anstatt weiter in die Tiefe zu propagieren. Dieser Effekt führt zu Infiltrationspulsen mit einer glockenähnlichen Form.

Das Erscheinungsbild solcher glockenförmigen Infiltrationspulse in Common-Offset-Radargrammen wird in Abbildung 3.14 gezeigt. Die Abbildung beinhaltet sowohl Simulationen über synthetischen Permittivitätsfeldern als auch eine hydraulische Simulation einer Infiltration über einer schlechter leitenden Materialschicht. Schichtgrenzen und seitliche Ränder des Infiltrationspulses erzeugen charakteristische Reflexionssignale, wie sie in Kapitel 3.2 beschrieben werden.

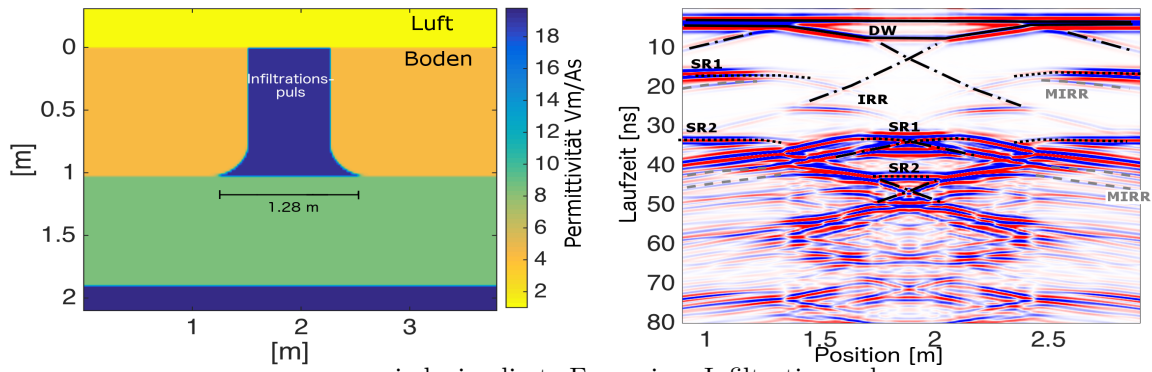
Der Hauptunterschied in den Radargrammen mit zusätzlicher Glockenform der synthetischen Infiltration ist eine Verdopplung der Schichtgrenzreflexion außerhalb des Infiltrationsbereiches. Dies entsteht durch Mehrfachreflexionen zwischen Schichtgrenze und Glockenform (MIRR) (siehe Abbildung 3.15). Die Anzahl und Intensität dieser Verdopplung steigt mit der Größe der Glockenform an.

Ähnliche Signale können auch in dem Radargramm gefunden werden, das auf Basis eines hydraulisch simulierten Infiltrationspulses mit Glockenform berechnet wurde.

a: synthetische Form eines Infiltrationspulses



b: synthetische Form eines Infiltrationspulses



c: numerisch simulierte Form eines Infiltrationspulses

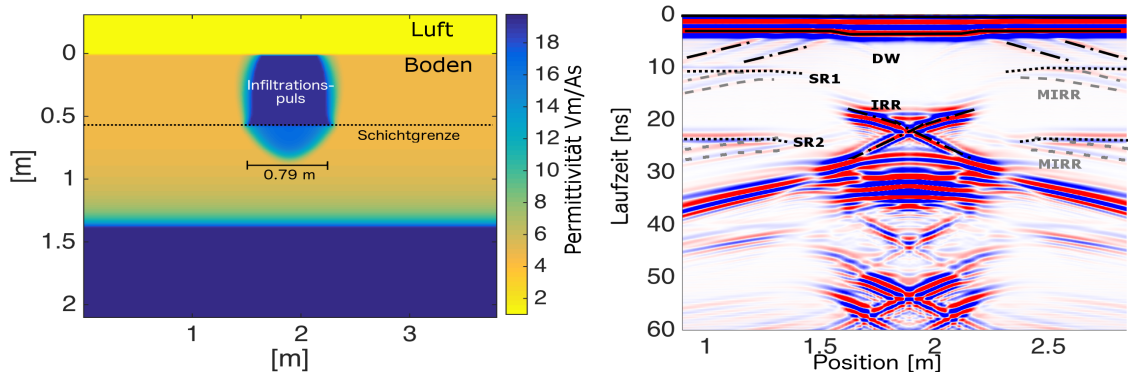


Abbildung 3.14: Simulierte Common-Offset-Radargramme über synthetischen Infiltrationspulsen an einer Materialgrenze (a-b) und über dem Permittivitätsfeld aus einer hydraulischen Simulation einer Infiltration an einer Materialgrenze (c). Im Radargramm hervorgehoben sind die Signale der Schichtreflexionen (SR1 und SR2), das Signal der direkten Welle (DW), die Reflexionen am seitlichen Rand des Infiltrationspulses (IRR) und Mehrfachreflexionen zwischen der Glockenform des Infiltrationspulses und der Schichtgrenze (MIRR).

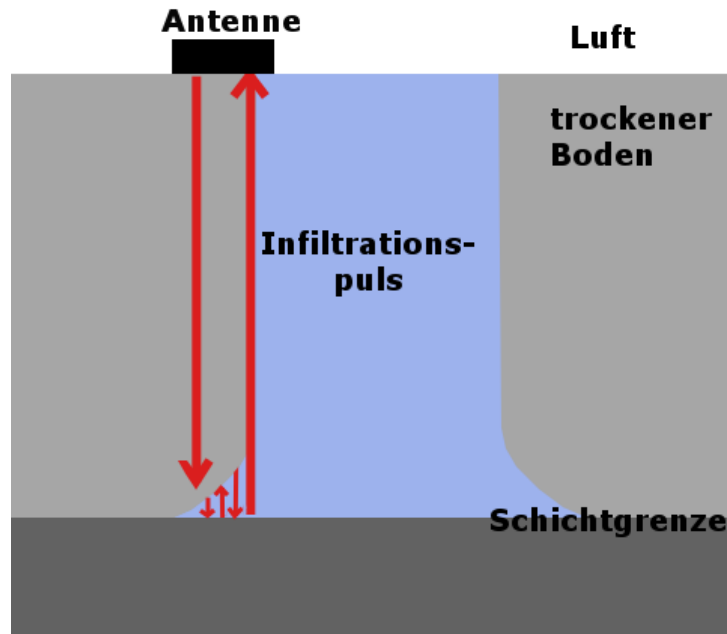


Abbildung 3.15: Schematischer Strahlweg zur Entstehung der Mehrfachreflexion an der Glockenform eines Infiltrationspulses.

Infiltrationspuls am Übergang zu stark leitender Schicht

Die umgekehrte Schichtung zum vorherigen Beispiel beinhaltet eine Materialschicht mit hoher hydraulischer Leitfähigkeit unter einer Materialschicht mit niedrigerer Leitfähigkeit. Ein Infiltrationspuls verformt sich an einer solchen Schichtgrenze, da ein Teil des Wassers aus der oberen Schicht bevorzugt in die untere Schicht umverteilt wird. Dies hat zur Folge, dass der Wassergehalt im Pulsteil im schlechter leitenden Material sinkt und der Puls sich im besser leitenden Material ausbreitet. Der resultierende Infiltrationspuls hat eine pilzförmige Form mit einem breiteren Pulsteil unterhalb der Schichtgrenze als oberhalb.

In Abbildung 3.16 ist das Ergebnis einer numerischen Simulation dieses Falles gezeigt. Als Referenzbeispiel wurde außerdem ein Infiltrationspuls simuliert, dessen Form nur gering durch die Materialänderung beeinflusst wurde.

Die zugehörigen Radargramme zeigen sehr ähnliche Signale, wie zum Beispiel eine Verformung der Schichtreflexionen im Infiltrationsbereich entsprechend der Menge des infiltrierten Wassers. Dabei bildet insbesondere die Reflexion an der ersten Schichtgrenze (SR1) die räumliche Variation des Wassergehalts im schlechter leitenden Material ab. Hier ist der Wassergehalt in der Mitte des Infiltrationsgebietes deutlich erhöht im Vergleich zu den Randregionen (Abbildung 3.16, *oben*), während im Beispiel ohne Schichtgrenzeinfluss der Wassergehalt im Infiltrationsgebiet im gesamten Infiltrationspuls weitestgehend konstant ist (Abbildung 3.16, *unten*). Daraus folgend wird die waagerechte Schichtgrenze durch die Reflexion im letzteren Fall als weitestge-

hend waagerechtes Signal abgebildet. Der größere Wassergehalt verzögert das Reflexionssignal in der Mitte des Infiltrationsbereiches ersteren Fall hingegen deutlich stärker als an den Rändern.

Die Reflexion an der zweiten Schichtgrenze (SR2) hat in beiden gezeigten Radargrammen einen ähnlichen Verlauf, da diese durch den mittleren Wassergehalt über die gesamte Pulstiefe bestimmt wird. Dieser ist durch die gleiche Menge infiltrierten Wassers bei beiden Infiltrationspulsen gleich, wohingegen sich nur die Menge des vorhandenen Wassers oberhalb der Schichtgrenze unterscheidet.

Reflexionen an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses (IRR) erzeugen ein x-förmiges Signal im Infiltrationsbereich. Die genaue Form dieses Signals wird durch die Wassergehaltsverteilung oberhalb der Schichtgrenze beeinflusst, ähnelt sich aber prinzipiell in beiden gezeigten Radargrammen.

Das Signal der speziellen Form eines Infiltrationspulses oberhalb einer Schichtgrenze zu einem hydraulisch stark leitenden Material im Radargramm ist somit wenig eindeutig. Sie wird im Wesentlichen in der unterschiedlichen Form der beiden Schichtreflexionen abgebildet, die sich aus verschiedenen Wassergehaltsverteilungen in den beiden Materialschichten ergibt. Es ist aber denkbar, dass ein solcher Unterschied auch durch andere Formen des Infiltrationspulses entstehen kann.

Gestaute Infiltrationsfronten

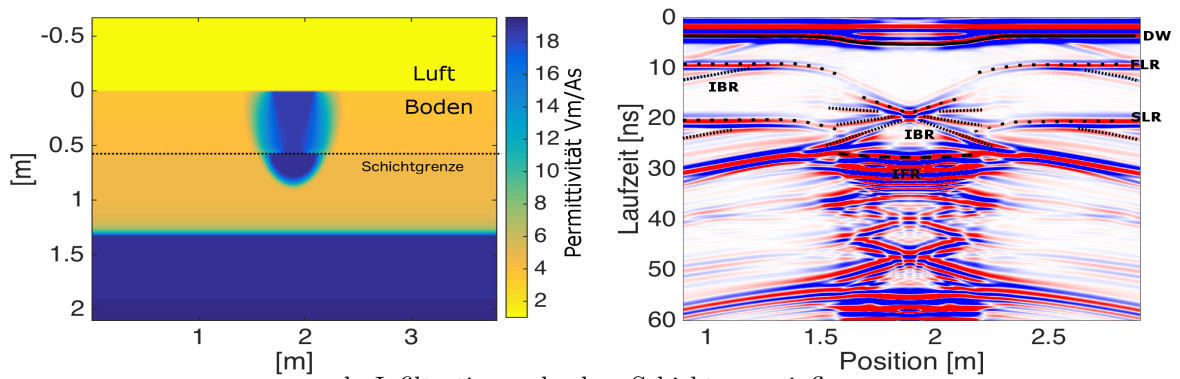
Während der Propagation einer Infiltrationsfront wird diese gestaut, wenn die Front die Grenze zu einer Materialschicht mit signifikant geringerer hydraulischer Leitfähigkeit passiert. Der Stauprozess kann dann die Entstehung einer Schicht mit erhöhtem Wassergehalt oberhalb der Schichtgrenze verursachen. Außerdem wird dabei die Propagation der Front zeitlich verzögert. Abbildung 3.17 zeigt eine Infiltrationsfront, die während ihrer Propagation eine Schichtgrenze erreicht (zweite Reihe) und daraus resultierend eine Schicht gestauten Wassers deren Dicke langsam anwächst. Die Front selbst propagiert währenddessen tiefer.

Da wir die Entwicklung einer horizontalen Infiltrationsfront über horizontalen Schichtgrenzen beobachten, haben alle Signale in den zugehörigen Common Offset Radargrammen eine räumlich konstante Laufzeit. Die Unterscheidung zwischen ihnen basiert wesentlich auf der Beobachtung der Entwicklung der Laufzeit der Signale zueinander.

So lange die Infiltrationsfront (IFR) sich oberhalb der ersten Schichtgrenze befindet (SR1), steigt die Laufzeit aller Signale. Die Laufzeit der Reflexionen an den Schichtgrenzen steigt dabei relativ zur steigenden Bodenpermittivität während der Propagation der Front. Die der Infiltrationsfrontreflexion steigt zusätzlich durch ihren wachsenden Abstand zu den Antennen an der Bodenoberfläche (erste Reihe).

Zum Zeitpunkt, wenn die Infiltrationsfront die Schichtgrenze erreicht, kann die Reflexion an der Infiltrationsfront nicht von der Schichtgrenzreflexion unterschieden werden (dritte Reihe). Die Laufzeit der Schichtreflexionen hängt nur von der mittleren Permittivität oberhalb der Schichtgrenze und ihrer Tiefe ab. Anstauung von Wasser verursacht einen zusätzlichen Anstieg der Permittivität über der Schichtgrenze während eine Propagation ohne jegliche Anstauung eine konstante Permittivität oberhalb der Schichtgrenze verursachen würde. In dem simulierten Beispiel steigt daher die Laufzeit der ersten Schichtreflexion (SR1) an, während Wasser

a: Infiltrationspuls über stark leitender Schicht



b: Infiltrationspuls ohne Schichtgrenzeinfluss

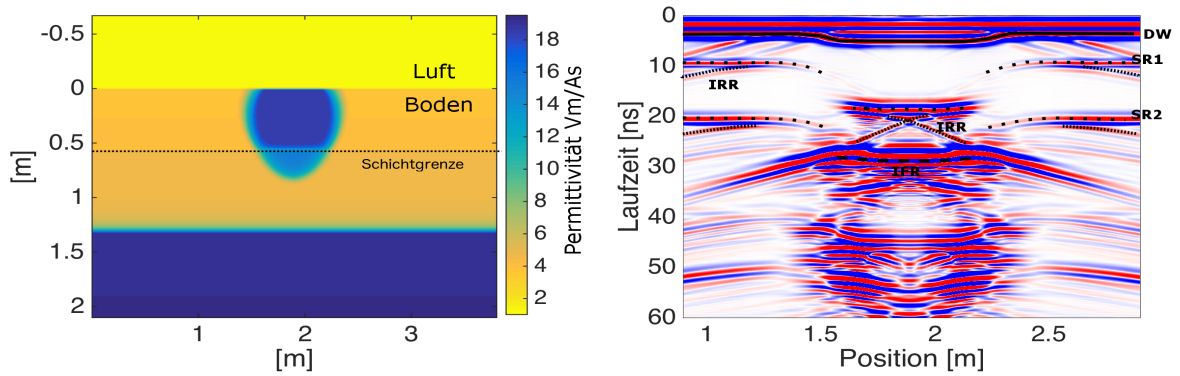


Abbildung 3.16: Simulierte Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspuls an einer Materialgrenze zu einem Bodenmaterial mit großer hydraulischer Leitfähigkeit (a) und über einem Infiltrationspuls, dessen Form von der Materialänderung nicht beeinflusst wird (b). Im Radargramm hervorgehoben sind die Signale der Schichtreflexionen (SR1 und SR2), das Signal der direkten Welle (DW), die Reflexionen am seitlichen Rand des Infiltrationspulses (IRR) und an der Reflexionsfront (IFR).

oberhalb der Grenze angestaut wird. Ohne Anstauung wäre diese Laufzeit konstant nachdem die Infiltrationsfront die Schichtgrenze passiert hat.

Die Amplitude der ersten Schichtreflexion ist im simulierten Fall sehr klein, da die Permittivitäten in der Schicht angestauten Wassers und unterhalb der Materialgrenze sehr nahe beieinander liegen. Das kann bei Beobachtung des selben Prozesses in anderen Materialien anders sein.

Zusammenfassend ist die Analyse von Radarmessungen über einer Infiltrationsfront dann möglich, wenn der jeweilige Grund für die Entwicklung der Laufzeit der einzelnen Signale gefunden wird. Die Laufzeit von Reflexionen an festen Materialgrenzen ändert sich nur durch Änderungen in der Permittivität oberhalb der entsprechenden Grenze. Die Laufzeit der Infiltrationsfront steigt zusätzlich durch die wachsende Tiefe der Front an. Daher ist der Anstieg der Laufzeit der Infiltrationsfront stets schneller.

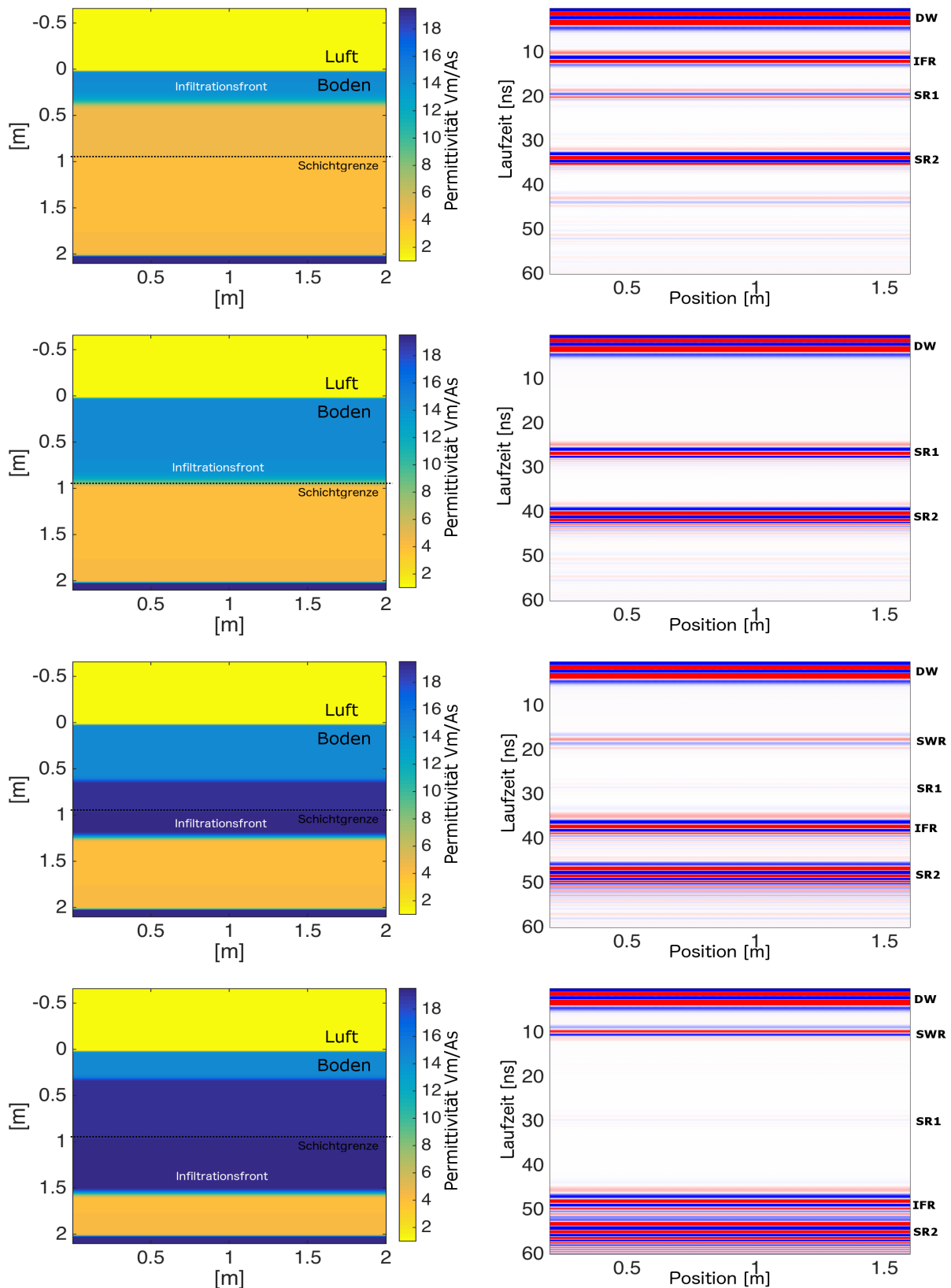


Abbildung 3.17: Simulierte Common-Offset-Radargramme und zugehörige Permittivitätsverteilungen einer simulierten Infiltrationsfront an einer Materialgrenze. Das Radargramm zeigt die Reflexionen zweier Schichtgrenzen (SR1 und SR2), an der Infiltrationsfront (IFR), an gestautem Wasser oberhalb der Schichtgrenze (SWR) sowie das Signal der direkten Welle (DW).

Schräge Materialgrenzen

Natürliche Bodenarchitekturen beinhalten häufig Materialgrenzen, die nicht parallel zur Bodenoberfläche oder einander verlaufen. Solche Strukturen können durch große Erdbewegungen wie Plattentektonik oder Erdbeben entstehen oder sie bilden eine frühere Form der Bodenoberfläche ab, die durch andere Materialschichten überdeckt wurde.

Das Verhalten von infiltriertem Wasser an diesen Grenzen hängt von den hydraulischen Materialeigenschaften, der Bodenarchitektur und der Menge infiltrierten Wassers ab. Die ganze Spannbreite der Kompliziertheit des Infiltrationsprozesses ist damit enthalten. In diesem Abschnitt zeigen wir die Entwicklung einer Infiltrationsfront und eines Infiltrationspulses an zwei verschiedenen Bodenarchitekturen, um möglicherweise auftretende Effekte und die Schwierigkeiten bei der Auswertung aufzuzeigen.

Verformung eines Infiltrationspulses

Abbildung 3.18 zeigt das Verhalten eines Infiltrationspulses an einer schrägen Materialgrenze. Bevor das infiltrierte Wasser die Schichtgrenze erreicht, beinhaltet das zugehörige Radargramm die typischen Signale von Common-Offset-Radargrammen über Infiltrationspuls (siehe Kapitel 3.2). Die Reflexionen an den Schichtgrenzen (SR1 und SR2) und das Bodenwellensignal (DW) sind im Infiltrationsbereich aufgrund der höheren Permittivität verzögert. Reflexionen an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses (IRR) erzeugen ein charakteristisches x-förmiges Signal.

Die Deformation des Infiltrationspulses an der Schichtgrenze beinhaltet Anstauung des Wassers über der Grenze und asymmetrische Propagation der Infiltrationsfront unterhalb der Grenze. Das angestaute Wasser verursacht eine zusätzliche Reflexion (DR).

Die asymmetrische Pulsform wird hingegen nur von der zusätzlichen Verzögerung des Signals der Schichtreflexionen repräsentiert. Die Reflexion an der Infiltrationsfront selbst kann in dem gezeigten Beispiel aufgrund von Interferenz mit anderen Signalen nicht identifiziert werden.

Verformung einer Infiltrationsfront

Abbildung 3.19 zeigt das Verhalten einer Infiltrationsfront in einer exemplarischen Bodenarchitektur, die eine schräge Schichtgrenze beinhaltet. So lange die Infiltrationsfront sich oberhalb der Schichtgrenze befindet (erste Reihe), bildet das Radargramm vor allem die Bodenarchitektur ab. Sie ist durch zwei Reflexionen an Schichtgrenzen (SR1 und SR2) sowie die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) erkennbar.

Durch die schräge Materialgrenze variiert die mittlere Permittivität räumlich, was sich in einer Varianz der Laufzeit der unteren Schichtgrenze (SR2) auswirkt. Ein Knick im Verlauf der Schichtgrenze erzeugt zusätzliche Signale im Radargramm (ER).

Wenn die Infiltrationsfront die erste Schichtgrenze erreicht (mittlere Reihe), wird durch die kleinere hydraulische Leitfähigkeit im unteren Material Wasser angestaut. Diese Stauung erzeugt eine Schicht höheren Wassergehalts oberhalb der Materialgrenze, die im Radargramm durch eine zusätzliche Reflexion (SWR) abgebildet wird. Die höhere Leitfähigkeit der oberen Schicht hat zur Folge, dass das infiltrierte Wasser entlang der schrägen Schichtgrenze transportiert wird, um ein Passieren der unteren Schicht mit geringerer hydraulischer Leitfähigkeit zu vermeiden.

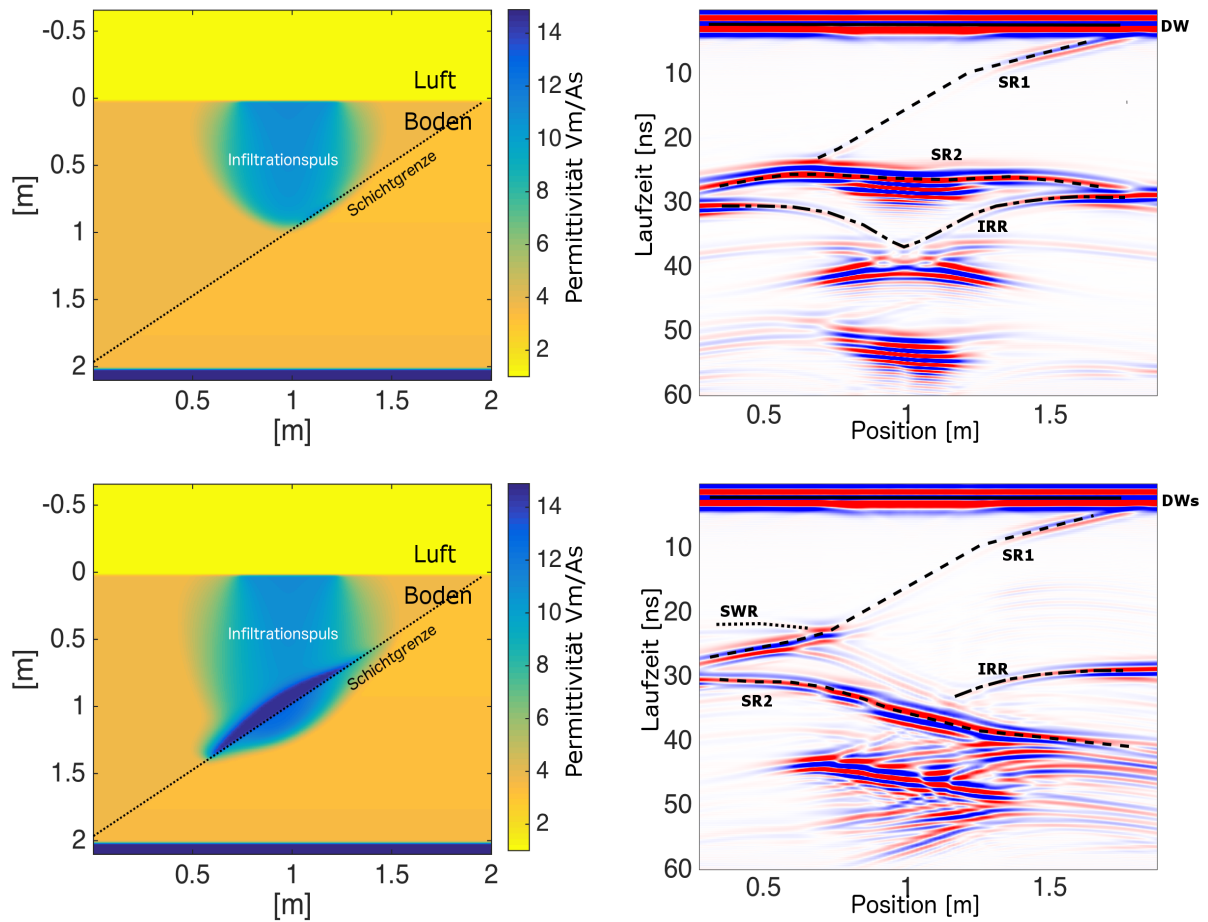


Abbildung 3.18: Simulierte Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspuls an schräger Schichtgrenze. Im Radargramm sind die Reflexionen an den Schichtgrenzen (SR1 und SR2), am gestauten Wasser (SWR) und den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses (IRR) markiert.

Dies erzeugt eine asymmetrische Infiltrationsfront und eine stark ausgeprägte Stauungsschicht oberhalb der Materialgrenze. Diese Wassergehaltsverteilung wirkt sich auch auf die Form des Reflexionssignals der horizontalen zweiten Schichtgrenze (SR2) aus.

Spezielle Formen des Gradienten des Wassergehaltes können Doppelsignale erzeugen, wie es beispielsweise bei der Reflexion am gestauten Wasser zu sehen ist. Die Interpretation der gemessenen Radargramme ohne Wissen über das zugehörige Permittivitätsfeld ist dann weit komplizierter als für gewöhnliche Infiltrationsexperimente.

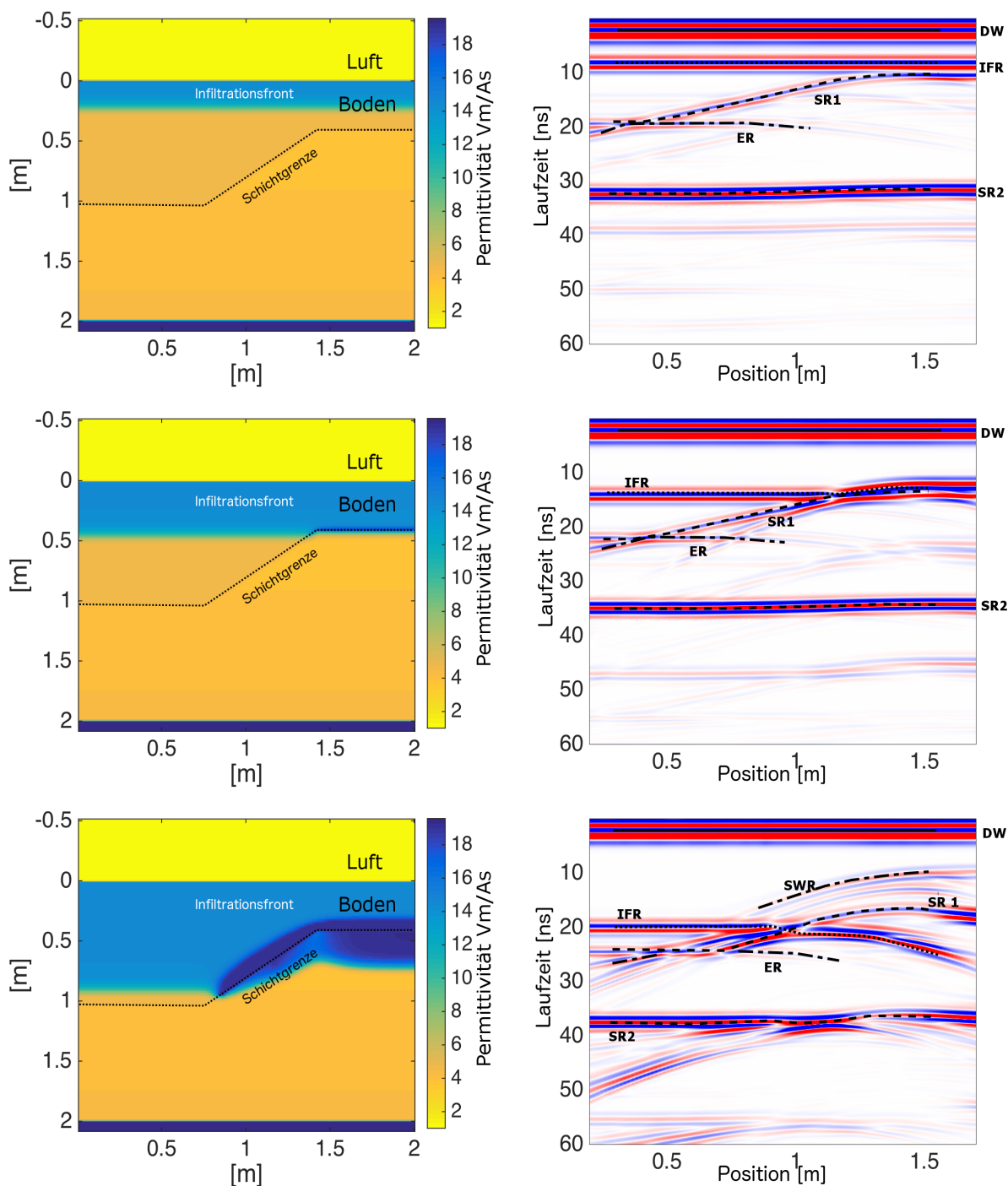


Abbildung 3.19: Simulierte Common-Offset-Radargramm einer Infiltrationsfront über einer schrägen Materialgrenze. Im Radargramm sind die Reflexionen an den Schichtgrenzen (SR1 und SR2), an der Infiltrationsfront (IFR), an gestautem Wasser (SWR), an einer Ecke des Schichtgrenzenverlaufs (ER) und das Signal der direkten Welle (DW) markiert.

3.4 Zusammenfassung

Die Analyse von Radmessungen über Infiltrationsevents kann helfen den hydraulischen Prozess zu rekonstruieren. Jede Messmethode erzeugt charakteristische Signale, die die Bodenarchitektur und die Entwicklung des infiltrierten Wassers repräsentieren. Prinzipiell erzeugt dabei die höhere Permittivität im Infiltrationsbereich jeweils einen Anstieg der Laufzeit der Reflexionen an Bodenstrukturen.

Beim Auftreten von Infiltrationspulsen mit scharfen Rändern können zusätzlich Reflexionen an der Infiltrationsfront oder den seitlichen Rändern des Pulses beobachtet werden. Letztere erzeugen ein charakteristisches x-förmiges Signal in Common-Offset-Radargrammen.

Wachsende Komplexität des experimentellen Aufbaus wie Heterogenität der Bodenarchitektur auf verschiedenen Größenskalen erzeugen zusätzliche Signale im Radargramm oder führen zu einer Verformung der charakteristischen Signale. In diesem Fall steigt die Schwierigkeit, die Radargramme direkt zu interpretieren. Die Analyse einer Zeitreihe von Messungen oder der Vergleich zu Messungen mit bekanntem hydraulischen Zustand kann dann helfen, die Signale, die durch die Propagation des infiltrierten Wassers erzeugt werden, zu identifizieren. In jedem Fall ist es für die Interpretation der Radardaten hilfreich, Messdaten mit simulierten Daten zu vergleichen.

Die Reflexionssignale, die durch Spezialformen des Infiltrationspulses erzeugt werden, sind häufig schwach. Daher können zusätzliche Hintergrundsignale wie zum Beispiel durch Bodenheterogenität eine Identifikation der charakteristischen Signale verhindern und das Auftreten der speziellen Pulsform bleibt in den Messdaten unentdeckt.

Prinzipiell sind GPR-Messungen also geeignet die Hydraulik von Infiltrationsprozessen zu untersuchen. Der größte und verlässlich analysierbare Informationsgehalt liegt dabei in der Veränderung der Laufzeit statischer Bodenstrukturen wie zum Beispiel Schichtgrenzen durch das infiltrierte Wasser. Insofern ist GPR als Messmethode vor allem in Böden sinnvoll, die solche als Reflektor fungierenden Strukturen enthalten.

Auch die Ränder von Infiltrationspulsen können messbare Reflexionen erzeugen, in denen Information über die räumliche Ausdehnung des Infiltrationspulses enthalten ist. Diese Entstehung dieser Reflexionen ist jedoch von der Form des Wassergehaltsgradienten am Pulsrand abhängig und kann daher nicht zuverlässig gemessen werden.

Die Grenzen der Messmethode GPR in Bezug auf Infiltrationsprozesse liegt bei Vorhandensein starker kleinskaliger Bodenheterogenität, die durch zusätzliche Signale im Radargramm die Auswertbarkeit stark beeinflussen kann.

Kapitel 4

Experimentelle Beobachtung von Infiltration

Der experimentelle Aufbau dieser Arbeit ist darauf angelegt, eine Lücke zwischen Labor- und Feldexperimenten zu schließen. Der Nachteil vieler Laborexperimente ist die schlechte Vergleichbarkeit zu Prozessen in realem Boden. Die Unterschiede entstehen zum einen durch die Störung des Porenraums bei der Probennahme von natürlichem Boden für den Transport in ein Labor. Zum anderen haben Randeffekte durch den räumlich begrenzten Aufbau im Labor einen Einfluss auf das Fließverhalten des Wassers. Die Hydraulik bei Experimenten auf natürlichem Boden im Feld ist hingegen häufig schwierig zu kontrollieren und zu vermessen.

Für die Analyse von GPR-Messungen ist ein stark ausgeprägter Reflektor, beispielsweise einer Materialgrenze, in gewissem Abstand zur Bodenoberfläche von Vorteil, tritt jedoch nicht in jedem Boden auf. Zusätzlich steigt die Schwierigkeit der Analyse der GPR-Daten durch den Einfluss von Bodenheterogenität, die in der Natur meist stärker als im Labor ausgeprägt ist.

Der in dieser Studie verwendete Testaufbau, die ASSESS-Site, ist ein großräumiges Freilichtlabor. Er besteht aus künstlich aufgeschichteten Sandmaterialien, deren genaue Architektur vom Aufbau bekannt ist. Die hydraulischen Bedingungen können wie bei einem Laborexperiment kontrolliert werden. Gleichzeitig können durch die große Ausdehnung des Aufbaus Randeffekte während des Versuches weitestgehend ignoriert werden. Der Betonboden des Testaufbaus stellt in allen hydraulischen Zuständen einen starken Reflektor für das GPR-Signal dar, wodurch das Bodenmaterial des Testaufbaus in seiner gesamten Tiefe von der Radarstrahlung erfasst wird.

In dieser Studie konzentrieren wir uns auf den Informationsgehalt von Infiltrationsmessungen mit GPR. Diese Messmethode nimmt Laufzeit und Amplitude eines elektromagnetischen Pulses auf, der an der Bodenoberfläche emittiert wurde und durch Änderungen der Permittivität reflektiert wird. Die Bodenpermittivität hängt sowohl vom lokalen Wassergehalt als auch schwach vom Bodenmaterial ab. Daher hat der hydraulische Prozess Einfluss auf die Messdaten und es ist möglich Änderungen in der Verteilung des Wassergehalts im Boden zu beobachten. Infiltrationsevents erhöhen vor allem die Laufzeit der Reflexionen an Materialgrenzen durch eine erhöhte Bodenpermittivität. Die Amplitude der Reflexion hängt dabei von dem Verhältnis der Permittivitäten an der reflektierenden Grenze ab (Schmalz, Lennartz und Wachsmuth, 2002). Durch

Analyse der Laufzeit kann der Anstieg der mittleren Permittivität über der reflektierenden Grenze im Infiltrationsbereich bestimmt werden.

Die Experimente dieser Arbeit sind darauf ausgelegt eine Reihe von Infiltrationsphänomenen zu erzeugen und ihre Beobachtbarkeit mit GPR zu erkunden. Gleichzeitig soll ein Datensatz entstehen, anhand dessen überprüft werden soll, inwiefern eine Infiltration die Hydraulik eines Bodens allgemein repräsentiert. Mit Hilfe numerischer Inversion soll gezeigt werden, ob ein Infiltrationsdatensatz ausreicht um Vorhersagen auch über andere hydraulische Prozesse im selben Boden zu treffen.

Der Fokus des folgenden Kapitel liegt zusammengefasst auf den folgenden Aspekten:

- Welche Phänomene sind während der Infiltration im Versuchsaufbau der ASSESS-Site relevant?
- Ist GPR eine geeignete Messmethode um diese Infiltrationsprozesse zu beobachten?
- Wie wirkt sich eine vergangene Infiltration auf eine induzierte Veränderung der Wasserspiegellhöhe aus?

4.1 Experimenteller Aufbau

ASSESS-Site

Diese experimentelle Studie wurde auf der ASSESS-Site nahe Heidelberg durchgeführt. Sie besteht aus einem früheren Fahrsilo der Größe $20 \times 4.5 \times 2 \text{ m}^3$ und wurde mit Schichten dreier verschiedener Sandarten gefüllt (Antz, 2016). Abbildung 4.1 zeigt die zweidimensionale Struktur der ASSESS-Site. Sie beinhaltet 32 dauerhaft installierte TDR Sonden, eine Wetterstation und einen Brunnen, der es ermöglicht den Wasserspiegel der ASSESS-Site anzupassen und zu beobachten. Unterhalb des Sandes liegt eine Kiesschicht, die den Brunnen mit dem Rest des Testaufbaus verbindet und so einen schnellen Potentialausgleich ermöglicht. Die seitlichen Wände und der Boden der ASSESS-Site bestehen aus Beton. Somit ist das System nach unten hin geschlossen und unabhängig von äußeren Wasserbewegungen wie etwa dem Grundwasserspiegel. Die ASSESS-Site ist mit einem automatisierten Feldscanner ausgestattet, der eine gleichmäßige Bewegung von GPR-Antennen parallel zu den Seitenrändern des Versuchsaufbaus ermöglicht.

Die verwendeten Sandmaterialien weisen Korngrößen von $0 - 2 \text{ mm}$ auf. Detaillierte Informationen zu den Materialien sowie Siebungsanalysen finden sich bei Antz, (2016) und Jaumann, (2012). Die ASSESS-Site wurde bereits in mehreren Studien erfolgreich genutzt. Dabei wurden Anstieg und Absenkung des Wasserspiegels (Klenk, Jaumann und Roth, 2015b) mithilfe von TDR und GPR-Messungen sowie Infiltration (Klenk, Jaumann und Roth, 2015a) untersucht. Das quantitative Verhalten von Radarstrahlung in diesem Feld ist daher detailliert bei einer großen Anzahl verschiedener hydraulischer Zustände bekannt. Die Inversion des hydraulischen Zustands und der Materialparameter des ASSESS-Site wurden erfolgreich berechnet, wobei Daten aus Experimenten mit fluktuierendem Wasserspiegel gemessen mit TDR (Jaumann und Roth, 2017) und mit statischem GPR (Jaumann und Roth, 2018) verwendet wurden.

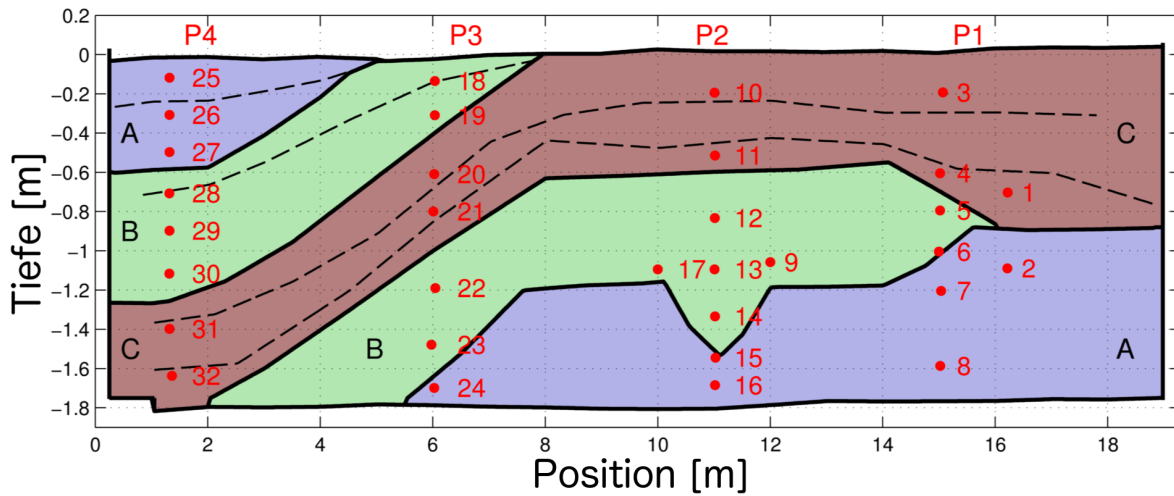


Abbildung 4.1: Zweidimensionale Architektur der ASSESS-Site (Klenk, 2012, verändert von L. Hantschel). A, B, und C bezeichnen unterschiedliche sandige Materialien. Punkte zeigen die Position von 32 TDR Sonden an. Bei etwa 18 m ist ein Brunnen zur Regulierung und Überwachung des Wasserspiegels installiert.

Das Ziel dieser experimentellen Studie ist nun, die Möglichkeiten Messungen mit hochauflösendem GPR von Infiltrationsexperimenten zu analysieren. Das Experiment wurde so geplant, dass verschiedene Bodenarchitekturen, Flussamplituden und Messaufbauten beinhaltet sind. Die Infiltrationsevents werden mit der künstlichen Variation des Wasserspiegels kombiniert. Diese Kombination ermöglicht es zu untersuchen, wie sich die verschiedenen hydraulischen Prozesse bezüglich ihres Erscheinungsbilds in GPR Messdaten und als Basis von Inversionrechnungen unterscheiden.

Infiltrationsgerät

Zur Erzeugung eines räumlich begrenzten Infiltrationspulses wurde ein Infiltrationsgerät benutzt, das auf einem Set von Düsen auf einer periodisch schwingenden Achse basiert. Jede der 5 Düsen produziert einen Fluss von etwa 14.50 ± 0.54 ml/s.

Das Wasser wird dabei auf einer Fläche von 2×3 m verteilt. Diese Fläche ist von einem zusätzlichen Windschutz von 1.2 m Höhe begrenzt, der Störungen der Infiltration durch Luftbewegung reduziert. Die Sandoberfläche unter dem Infiltrationsgerät wurde mechanisch geglättet um einen gleichmäßigen Wassereintritt in den Boden zu gewährleisten.

Diese experimentelle Studie besteht aus zwei Infiltrationsexperimenten. Das erste Infiltrationsexperiment wurde mittig bei 13 m auf der ASSESS-Site durchgeführt. Das zweite Infiltrationsexperiment fand mit einem zeitlichen Abstand von 9 Monaten zu dem ersten Experiment statt und wurde mittig bei 15 m durchgeführt. Die genauen Positionen des Infiltrationsgerätes werden in Abbildung 4.2 gezeigt.

Die räumliche Verteilung des Flusses wurde an diskreten Punkten während einem unabhängigen

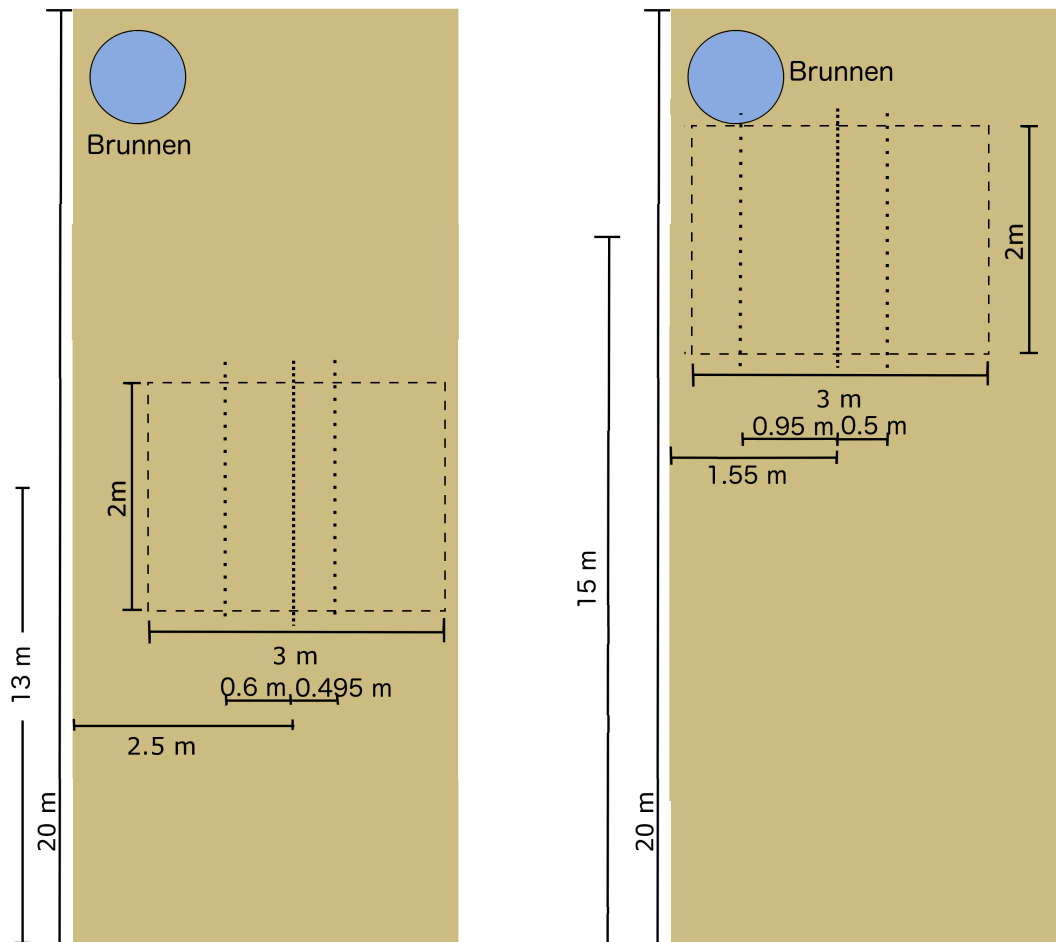


Abbildung 4.2: Abmessung und Position des Infiltrationsbereiches während des ersten (links) und zweiten (rechts) Infiltrationsexperiments. Gepunktete Linien im Infiltrationsbereich zeigen die GPR Messlinien an.

Experiment im Anschluss an die Infiltration auf der ASSESS-Site gemessen. Dafür wurde das Infiltrationsgerät mit den selben Randbedingungen noch einmal auf einem flachen Stück Boden neben der ASSESS-Site betrieben. Ein Satz von räumlich verteilten Dosen sammelt das Wasser der schwingenden Düsen an einzelnen Punkten auf. Aus dieser Messung kann die räumliche Verteilung des Flusses bestimmt werden. Die Amplitude des Flusses unterscheidet sich technisch bedingt auf den verschiedenen Messachsen. Die exakte Verteilung variiert zwischen den beiden Experimenten.

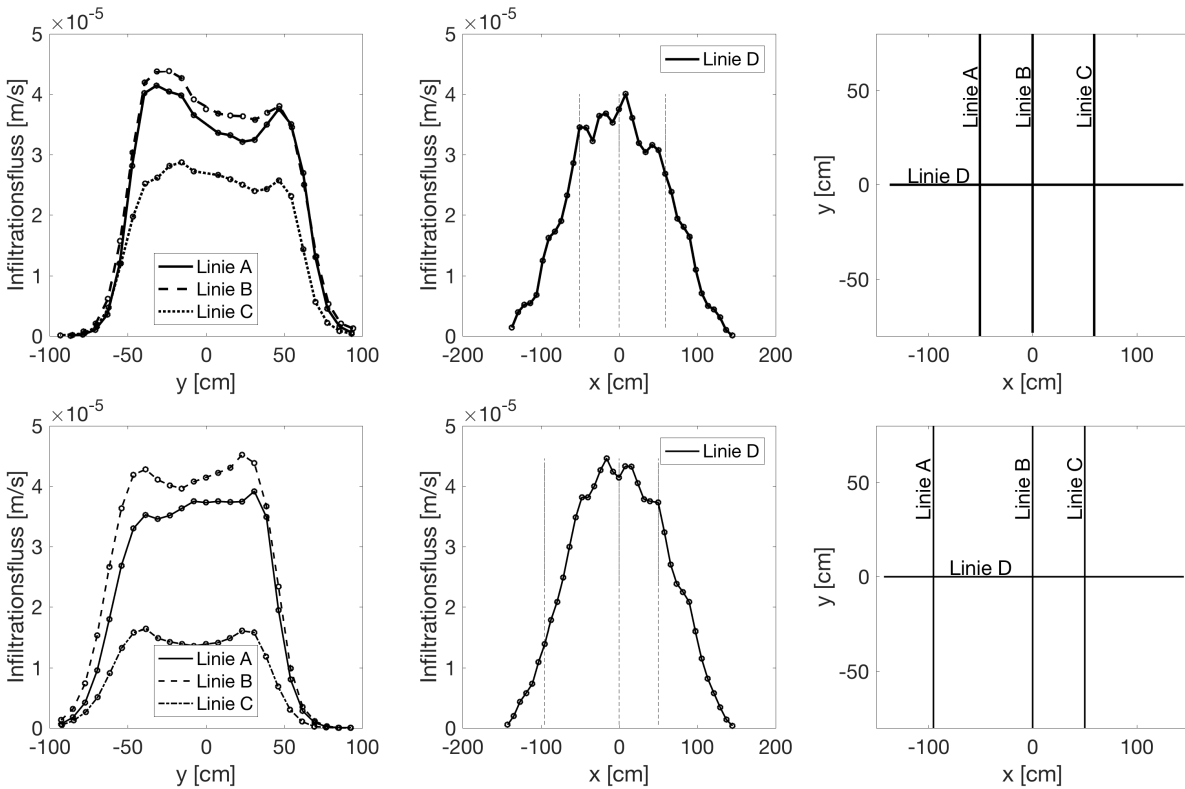


Abbildung 4.3: Gemessener Infiltrationsfluss während des ersten Infiltrationsexperiments (Hemmer, 2017) (obere Reihe) und des zweiten Infiltrationsexperiments (untere Reihe). Die Hauptmesslinie für Radarmessungen ist Linie B. Auf Linie A und C wurde an ausgewählten Zeitpunkten zur Überwachung der horizontalen Entwicklung der Infiltration gemessen. Beachte die unterschiedliche Position von Linie A und C in den beiden Experimenten und die dadurch verschiedene infiltrierte Wassermenge.

Radarsystem

Die Beobachtung der hydraulischen Prozesse im Boden erfolgte während der Experimente mit GPR (Ground Penetrating Radar). Wir verwenden dazu zwei Antennenboxen, die jeweils aus einem Sender und einem Empfänger der Zentralfrequenzen 200 MHz und 600 MHz bestehen. Aufgrund der besseren räumlichen Auflösung wird im Folgenden primär auf die Messungen mit

600 MHz Bezug genommen. Die Radarantennen zeichnen an 1024 Messpunkten in einem zeitlichen Messfenster von 60 ns (erstes Infiltrationsexperiment) und an 2048 Messpunkten in einem Fenster von 80 ns (zweites Infiltrationsexperiment) die Amplitude des empfangenen Signals auf.

Es werden Common-Offset-Messungen mit einem konstanten Abstand zwischen Sender und Empfänger durchgeführt. Außerdem werden WARR- und CMP-Messungen, bei denen der Abstand zwischen Sender und Empfänger variiert wird, durchgeführt. Common-Offset-Messungen entstehen, in dem ein oder mehrere Sender- und Empfänger-Paare in einer Reihe hintereinander angeordnet werden, die dann von einem automatischen Feldscanner über den Boden bewegt werden.

Für WARR-Messungen steht eine der Antennen an einer festen Position auf dem Sand, während die andere im Feldscanner installiert wird, der während seiner Bewegung den Abstand zur ersten Antenne verändert. CMP-Messungen werden durchgeführt, in dem mit Hilfe des Feldscanners gleichzeitig Sender und Empfänger in gegengesetzte Richtungen bewegt werden. Der automatisierte Feldscanner ermöglicht eine gleichmäßige Bewegung der Antennen während der Messungen.

Die Radarmessungen werden auf drei Messlinien vor und nach jedem Infiltrationsevent durchgeführt. Die Messlinien werden in Abbildung 4.2 gezeigt.

Messungen auf der mittleren Messlinie werden nach den Infiltrationsevents minütlich wiederholt, die Messungen auf den anderen Linien insgesamt 3 bzw. 4 mal über die gesamte Dauer des Experiments von 6 Stunden.

Eine Messung auf jeder Linie beinhaltet für das erste Experiment eine 1-Kanal- Common-Offset-Messung und eine WARR-Messung, bei der die eine Antenne auf einer festen Position neben dem Infiltrationsbereich steht, während die Andere über den nassen Sand bewegt wird.

Beim zweiten Experiment werden Mehrkanal-Common-Offset-Messungen auf jeder Linie durchgeführt und zusätzlich CMP-Messungen, deren Messmittelpunkt sich in der Mitte des Infiltrationsbereiches befindet. Zur Kalibration des zeitlichen Offsets t_0 des Radarsystems, werden außerdem CMP-Messungen über trockenem Sand außerhalb des Infiltrationsbereiches durchgeführt.

Ablauf der Messungen

Diese experimentelle Studie beinhaltet zwei Infiltrationsexperimente bestehend aus einzelnen Infiltrationsevents und einem Experiment mit künstlich induzierter Fluktuation des Wasserspiegels. Das erste Experiment bei 13 m auf der ASSESS-Site beinhaltet zwei Infiltrationsevents unterschiedlicher Länge und GPR-Messungen über dem Infiltrationsbereich nach jedem Event. Die Dauer der Events ist so gewählt, dass zwei Pulse in unterschiedlichen Bodentiefen erzeugt werden. Die Dauer des zweiten Events ist doppelt so lang wie die des ersten, um sicher zu stellen, dass der zweite Infiltrationspuls das gesamte bereits nasse Sandvolumen ausfüllt und so ein Puls mit einer glatten Verteilung des Wassergehalts erzeugt wird. Das Experiment mit variierendem Wasserspiegel findet 9 Monate nach diesem Infiltrationsexperiment statt.

Das zweite Infiltrationsexperiment bei 15 m auf der ASSESS-Site besteht aus vier Infiltrationsevents mit wachsender Länge. Am Tag nach diesem Infiltrationsexperiment wurde der Wasserspiegel von 1.46 m Tiefe auf 1 m Tiefe innerhalb von 6.3 Stunden angehoben. Am zweiten Tag

wurde er innerhalb von 7.3 Stunden wieder auf 1.53 m Tiefe abgesenkt (siehe Abbildung 4.4). GPR-Messungen während der Fluktuation des Wasserspiegel finden über den Bereichen beider Infiltrationsexperimente statt.

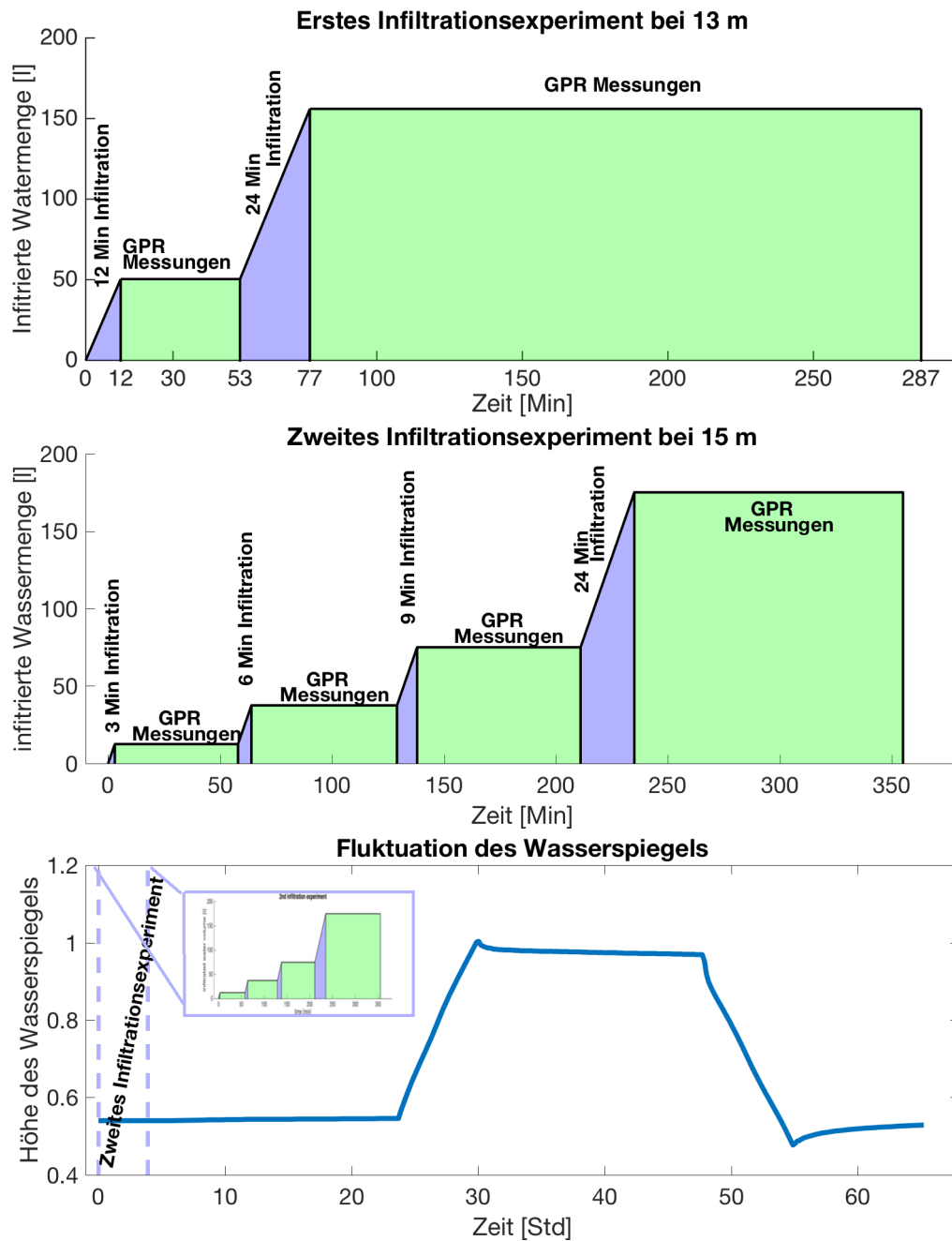


Abbildung 4.4: Zeitlicher Ablauf des ersten Infiltrationsexperiments bei 13 m und der zugehörigen GPR-Messungen (oben), Ablauf des zweiten Infiltrationsexperiments bei 15 m (Mitte) und Höhe des Wasserspiegels während des zweiten Infiltrationsexperiments und dem anschließendem Anstieg und Absenkung des Wasserspiegels (unten).

4.2 Experimentelle Ergebnisse

Im Folgenden werden grundlegende Beobachtungen aus der direkten Beschreibung und Interpretation gemessener Radardaten vorgestellt. Vermutungen über den hydraulischen Prozess, der zum Erscheinungsbild des jeweiligen Radarsignals geführt hat, basieren dabei auf den Ergebnissen der Simulationen, die in Kapitel 3 vorgestellt wurden, und Erkenntnissen früherer Arbeiten auf der ASSESS-Site.

Experimenteller Datensatz

Der vorliegende Datensatz besteht aus drei Arten von Radarmessungen:

- Eine Reihe von Common-Offset-Messungen, um jeweils den Großteil der Relaxation nach den Infiltrationsevents zu beobachten.
- Während der Relaxation aufgenommene Radarmessungen mit variierendem Antennenabstand. Dies sind WARR-Messungen für das erste Infiltrationsexperiment und CMP-Messungen für das zweite Infiltrationsexperiment.
- Common-Offset-Messungen, die während des Anhebens und Absenkens des Wasserspiegels aufgenommen wurden.

Die Messdaten des verwendeten Radarsystems enthalten einen systematischen zeitlichen Offset. Dieser schwankt im Laufe längerer Messkampagnen beispielsweise durch Veränderung der Umgebungstemperatur. Um die Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten wurde dieser zeitliche Offset daher bei den im folgenden verwendeten Messungen korrigiert. Das Korrekturverfahren beruht dabei auf der Annahme, dass die Permittivität an der Bodenoberfläche jenseits des Infiltrationsgebietes über die gesamte Experimentdauer konstant bleibt.

Infiltrationsexperimente

Common-Offset-Radargramme nach Infiltrationsevents

Die Relaxation eines Infiltrationspulses wird durch verschiedene Signale in einem Common-Offset-Radargramm abgebildet. Durch die ansteigende Permittivität ist die Laufzeit aller Reflexionen an Schichtgrenzen signifikant höher im Bereich der Infiltration. Die erhöhte Laufzeit verringert sich wieder, wenn während der Relaxation das infiltrierte Wasser sich in einem größeren Bodenvolumen verteilt.

Die untere Grenze des Infiltrationspulses selbst verursacht je nach Form des Pulses eine zusätzliche Reflexion. Die Laufzeit dieser Reflexion wird größer wenn der Infiltrationspuls tiefer in den Boden propagiert.

Reflexionssignale, die x-förmig in der Mitte des Infiltrationsbereiches zentriert sind, entstehen durch Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (Infiltrationsrand-Reflexion, IRR). Sie treten durch Teile der Radarstrahlung auf, die seitwärts propagieren und an den seitlichen Rändern des Infiltrationspulses reflektiert werden. Während der Seitwärtsbewegung treten multiple Reflexionen zwischen Infiltrationsfront und der Bodenoberfläche auf. Daher kann eine Vervielfachung

der Signale beobachtet werden. Abbildung 3.2 zeigt schematisch den Strahlenweg dieser Reflexion. Die Anzahl der Mehrfachreflexionen nimmt allgemein mit tiefer propagierender Infiltrationsfront ab. Zu Details bezüglich allgemeinen Merkmalen von Common-Offset-Radargrammen über Infiltrationen siehe 3.2.

Abbildung 4.5 zeigt Common-Offset-Messungen nach den Infiltrationsevents des ersten Infiltrationsexperiments bei 13 m. Das erste Event von 12 Minuten Dauer führt zu einer kleinen Verzögerung der Schichtreflexionen (Bodenreflexion, BR und zweite Schichtreflexion, SR2) im Infiltrationsbereich durch einen erhöhten Wassergehalt des Bodenmaterials.

Die Reflexion an der Infiltrationsfront (Infiltrationsfront-Reflexion, IFR) selbst ist sichtbar mit einer Laufzeit kleiner als die der Reflexion an der ersten Schichtgrenze (SR1). Daher wird angenommen, dass der Infiltrationspuls während des ersten Infiltrationsevents bis knapp über die erste Schichtgrenze propagiert ist. Während des Relaxationsprozesses des ersten Events ist nur eine vernachlässigbar kleine Bewegung der Infiltrationsfront zu beobachten.

Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) können für Laufzeiten größer als die der zweiten Schichtreflexion (SR2) beobachtet werden. Dieses theoretisch x-förmige Signal (siehe 3.2) ist in den Messdaten bei kleineren Laufzeiten durch Interferenzen mit anderen Reflexionen nicht sichtbar, da die Amplitude der gemessenen Reflexionen an Schichtgrenzen deutlich größer ist als die der Reflexionen am Infiltrationsrand. Der Permittivitätsunterschied zwischen den Materialschichten ist daher ebenfalls als deutlich größer anzunehmen als zwischen dem nassen Sandmaterial im Infiltrationsbereich und dem trockenen außerhalb.

Das zweite Infiltrationsevent von 24 Minuten Dauer (siehe Abbildung 4.6) führt zu einer stärkeren Verzögerung des Signals der Schichtreflexionen im Infiltrationsbereich (BR und SR2), da eine größere Menge Wasser infiltriert wurde.

Die Amplitude der Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) wird größer. Es wird daher vermutet, dass eine Veränderung des Wassergehaltsgradienten am Rand des Infiltrationspulses im Vergleich zum vorherigen Infiltrationsevent stattgefunden hat. Die Reflexion der Infiltrationsfront wird kurz nach dem Infiltrationsevent auf Höhe der ersten Schichtgrenze beobachtet und propagiert dann während des Relaxationsprozesses durch die zweite Schicht hindurch. Dies lässt sich aus der Interpretation der Laufzeiten von Schichtgrenzen und Infiltrationsfront relativ zueinander schließen.

Die Propagation des Infiltrationspulses ist gleichbedeutend mit einer Umverteilung des infiltrierten Wassers ohne einer Änderung des mittleren Wassergehalts in der Tiefe. Daher ist die Laufzeit der Schichtreflexionen während des Relaxationsprozesses konstant. Es wird angenommen, dass lateraler Wasserfluss nur in einer vernachlässigbar kleinen Menge auftritt, da dies den mittleren Wassergehalt ändern würde. Die Laufzeit der Reflexion an der Infiltrationsfront hingegen nimmt durch die größere Tiefe des Reflexionspunktes deutlich zu.

Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) sind kurz nach dem Infiltrationsevent sichtbar und verschwinden während der Relaxation. Dies könnte mit der wachsenden Tiefe der Infiltrationsfront erklärbar sein. Dadurch finden Mehrfachreflexionen, die für eine horizontale Propagation der Radarstrahlung sorgen, nur noch mit einer vernachlässigbar kleinen Amplitude statt und das Signal der Reflexionen am seitlichen Pulsrand ist nicht messbar. Ein Ausschmieren des Wassergehaltsgradienten an den Rändern des Infiltrationspulses, kann ebenfalls eine Erklärung für das Verschwinden der Reflexionen an den seitlichen Rändern sein, weil dort dann

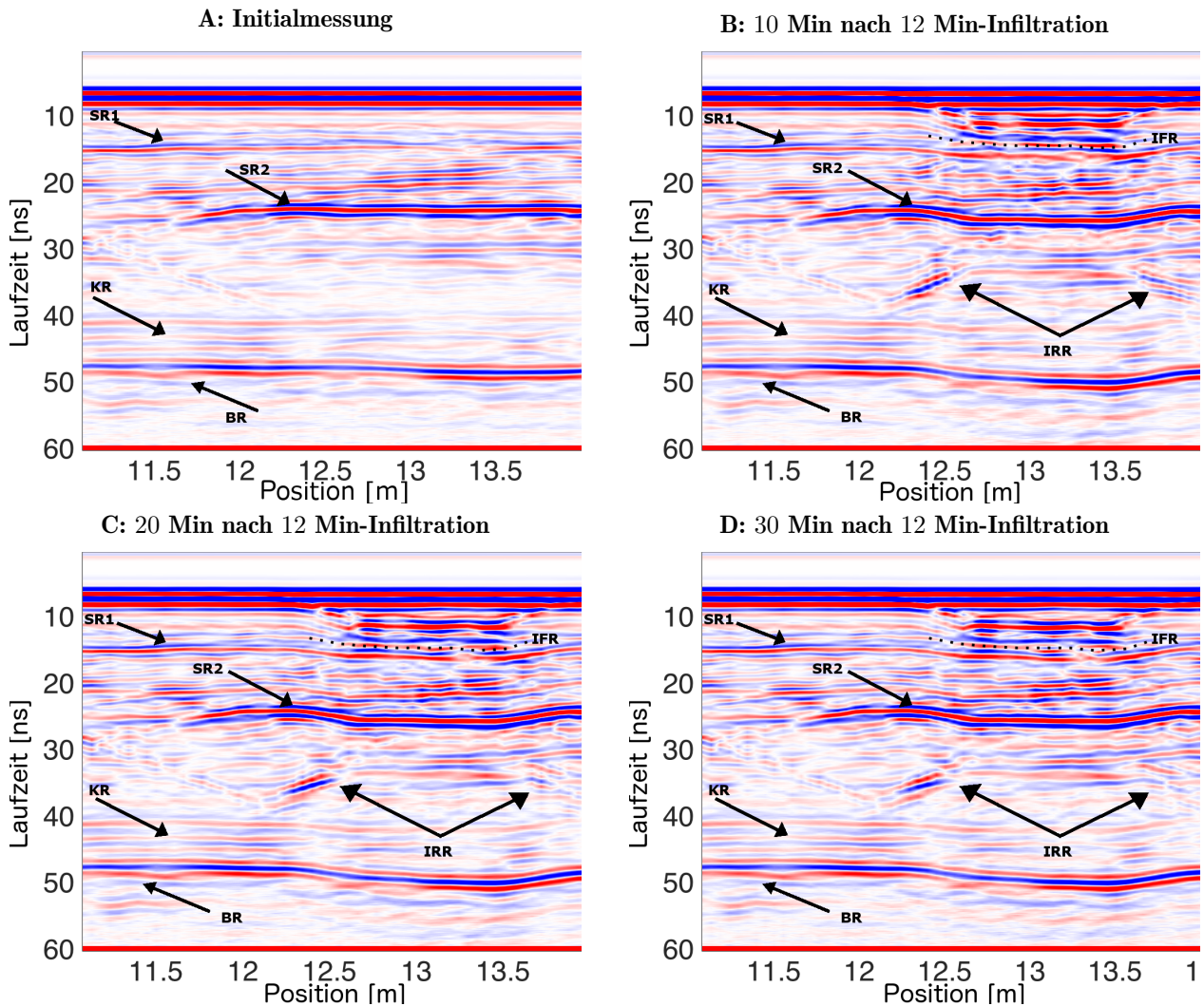


Abbildung 4.5: Common-Offset-Radargramme gemessen auf Messlinie B nach dem ersten Infiltrationsevent bei 13 m. In den Radargrammen sind die erste und zweite Schichtreflexion (SR1/SR2), die Kiesreflexion (KR), die Bodenreflexion (BR), die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und die Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) hervorgehoben.

nur noch wenig Strahlung reflektiert wird.

Abbildung 4.7 zeigt Common-Offset-Messungen nach den Infiltrationsevents des zweiten Infiltrationsexperiments bei 15 m. Nach dem Event von 3 Minuten Dauer lassen sich eine ganze Reihe von parallelen Signalen an den seitlichen Rändern und unterhalb des Infiltrationsgebietes beobachten. Dies wird als Erweiterung des IRR-Signals durch Variation der Permittivität innerhalb des Infiltrationspulses interpretiert. Die Variabilität der Bodeneigenschaften erzeugt zusätzlich zu den Reflexionen am Infiltrationsrand x-förmige Reflexionssignale, deren Zentrum

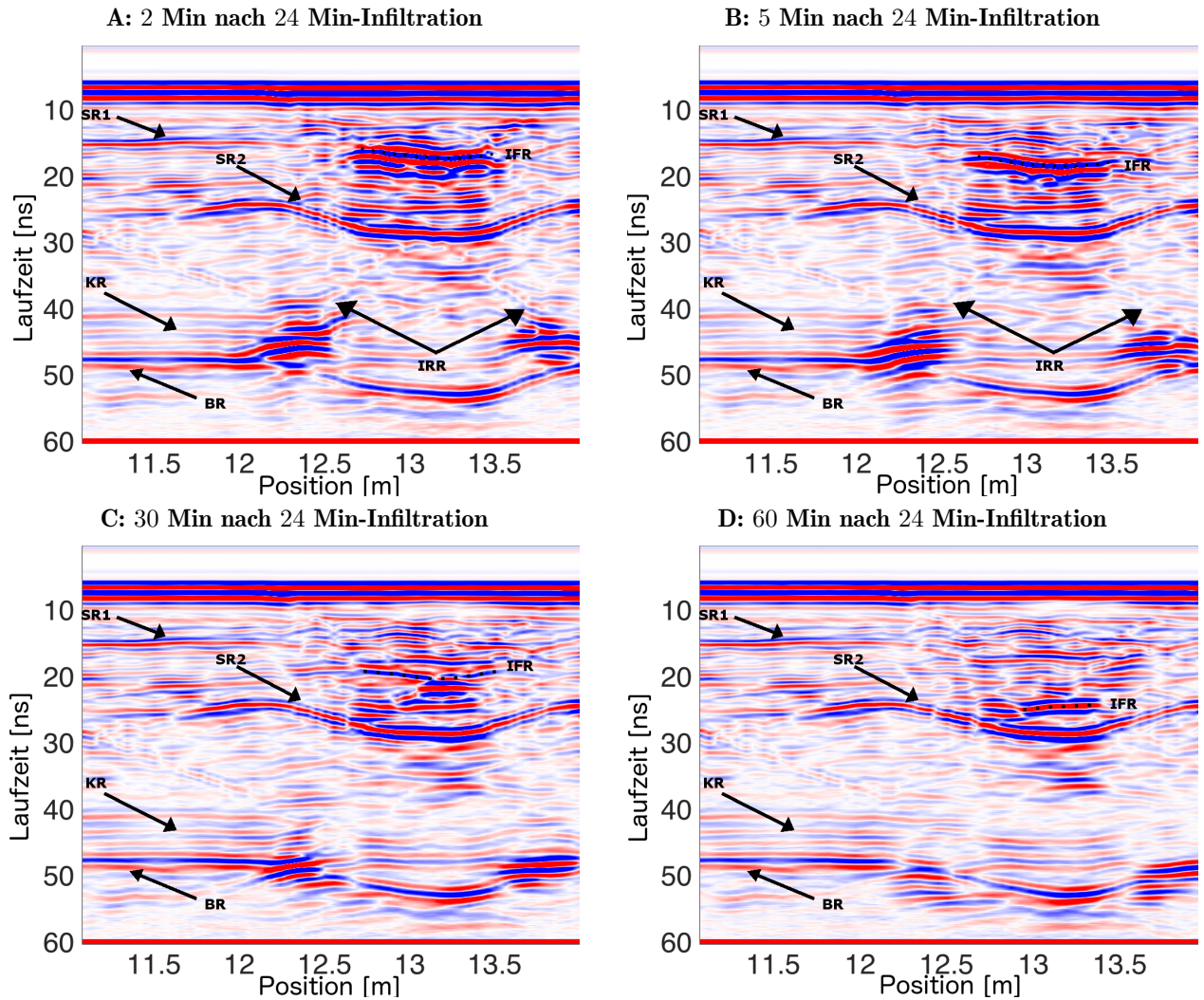


Abbildung 4.6: Common-Offset-Radargramme gemessen auf Messlinie B nach dem zweiten Infiltrationsevent bei 13 m. In den Radargrammen sind die erste und zweite Schichtreflexion (SR1/SR2), die Kiesreflexion (KR), die Bodenreflexion (BR), die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und die Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) hervorgehoben.

jenseits der Mitte des Infiltrationsbereiches liegt. Im Radargramm ist die untere Hälfte dieser theoretischen x-Form des Signals zu sehen (siehe Abbildung 3.11 und 3.12), während die andere Hälfte durch Interferenz mit dem direkt zwischen den Antennen propagierenden Signal nicht erkennbar ist.

Die Steigung dieses Signals im Radargramm wird während des Relaxationsprozesses etwas kleiner. Die Laufzeit der Bodenreflexion (BR) im Infiltrationsbereich steigt durch den höheren Wassergehalt nach der Infiltration leicht an. Die Reflexionen an der ersten und zweiten Schichtgrenze (SR1 und SR2) können im Bereich der Infiltration nicht beobachtet werden, da sie hier stark mit dem erweiterten IRR-Signal interferieren. Eine Propagation des Infiltrationspulses wird nach diesem Infiltrationsevent nicht beobachtet. Es ist davon auszugehen, dass die hydraulische Leitfähigkeit durch die sehr geringe infiltrierte Wassermenge zu klein ist, um eine messbare Bewegung in der beobachteten Zeit zu verursachen.

Das folgende längere Infiltrationsevent von 6 Minuten Dauer führt zu einer stärkeren Verzögerung des Signals der Bodenreflexion (BR) im Infiltrationsbereich. Der Anstieg der Verzögerung entspricht der größeren Menge infiltrierten Wassers während dieses Infiltrationsevents.

Die zuvor parallelen Signale des erweiterten IRR-Signals erscheinen nach diesem Infiltrationsevent als eine große Anzahl diffus orientierter Reflexionen einschließlich Interferenz mit den Schichtreflexionen. Dies entsteht bei zunehmender Dicke des Infiltrationspulses durch den Einfluss von Bodenvariabilität und der Rauigkeit des Pulsrandes (RR).

Während der Relaxation dieses Infiltrationsevents nimmt die Amplitude dieser diffusen Mehrfachreflexionen ab. Die typische x-Form des IRR-Signals entwickelt sich und die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) wird sichtbar.

Die Abnahme der Amplitude an heterogenen Strukturen entspricht keinem von der Richards-Gleichung repräsentierten Prozess. Denkbar ist hier das auftreten von Mehrphasenfluss, bei dem eingeschlossene Luft langsam aus dem Boden entweicht. Die zunächst mit Luft gefüllten Poren werden daher langsam mit Wasser gefüllt, wodurch die Wassergehaltsverteilung nach und nach homogener wird. Die Reflexion am Rand des Infiltrationspulses ist dann deutlich stärker als alle anderen Reflexionen an verbleibenden Strukturen in diesem Bereich, wodurch sich die typische x-Form des Signals bildet.

Diese Erklärung stellt jedoch nur eine Vermutung dar. Insgesamt entspricht der beobachtete Prozess in seine Zeit- und Größenskala einem Effekt durch Mehrphasenfluss. Aber auch andere hydraulische Prozesse sind möglich.

Nach den Infiltrationsevents von 9 Minuten und 24 Minuten Dauer (siehe Abbildung 4.8) sind sowohl die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) in unterschiedlichen Tiefen, als auch die Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) klar sichtbar. Während der Relaxation propagiert der Infiltrationspuls tiefer bis der Kapillarsaum (KSR) erreicht wird.

Ein Einfluss von Bodenheterogenität auf das Radarsignal wird nur noch in den ersten Messungen nach dem Infiltrationsevent von 9 Minuten beobachtet. Wie schon zuvor beschrieben kann man davon ausgehen, dass sich hier durch entweichende Luft eine homogenere Wassergehaltsverteilung bildet. Denkbar ist außerdem, dass die Stärke der Bodenvariabilität insgesamt mit der Tiefe abnimmt, wodurch bei längeren Infiltrationsevents weniger Bereiche mit variierendem Wassergehalt im Infiltrationspuls vorhanden sind.

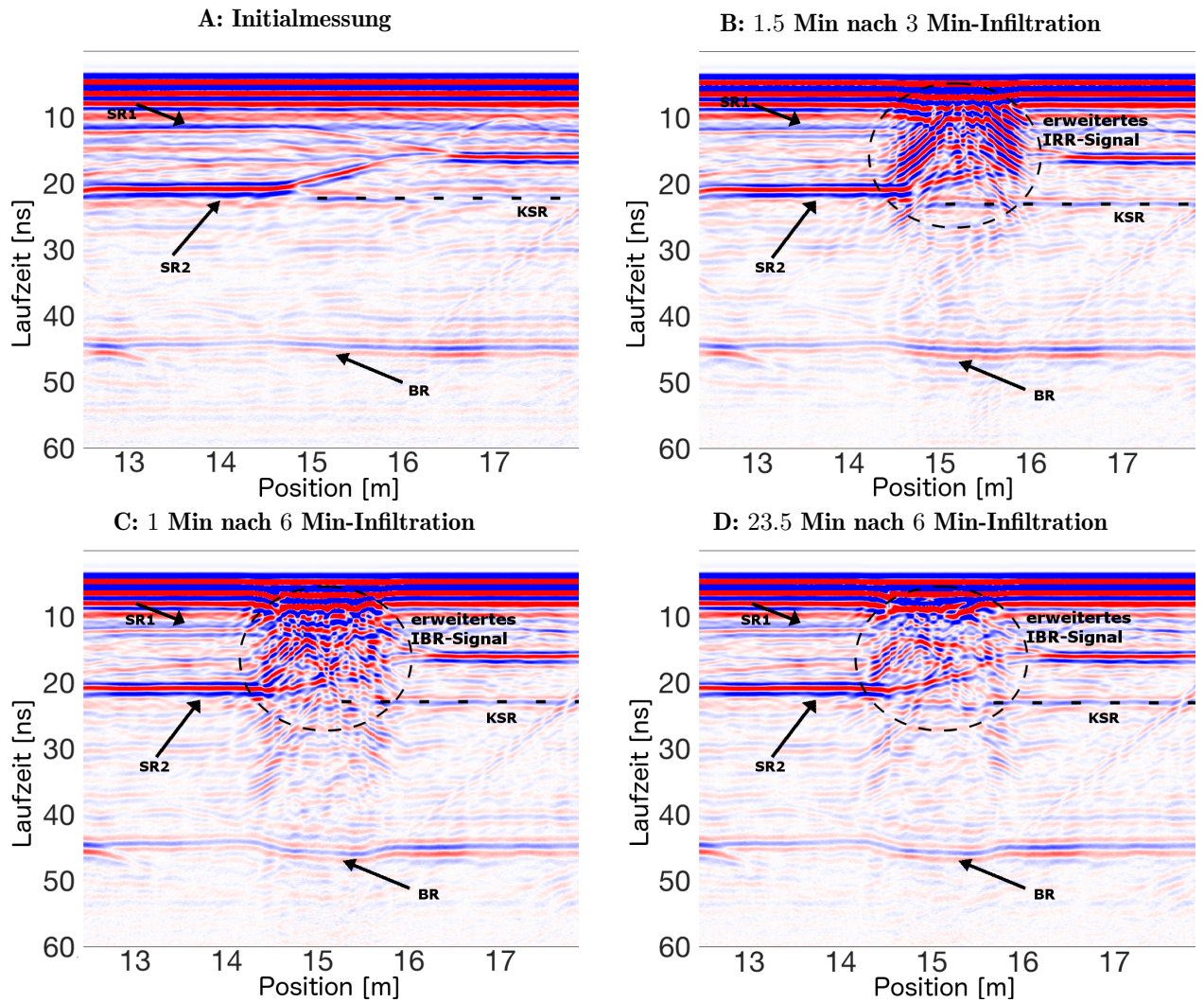


Abbildung 4.7: Common-Offset-Radargramme gemessen auf Messlinie B während des zweiten Infiltrationsexperiments bei 15 m. Gezeigt sind hier Messungen nach dem ersten und zweiten Infiltrationsevent. In den Radargrammen sind die erste und zweite Schichtreflexion (SR1/SR2), die Kiesreflexion (KR), die Bodenreflexion (BR), die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und die Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) hervorgehoben.

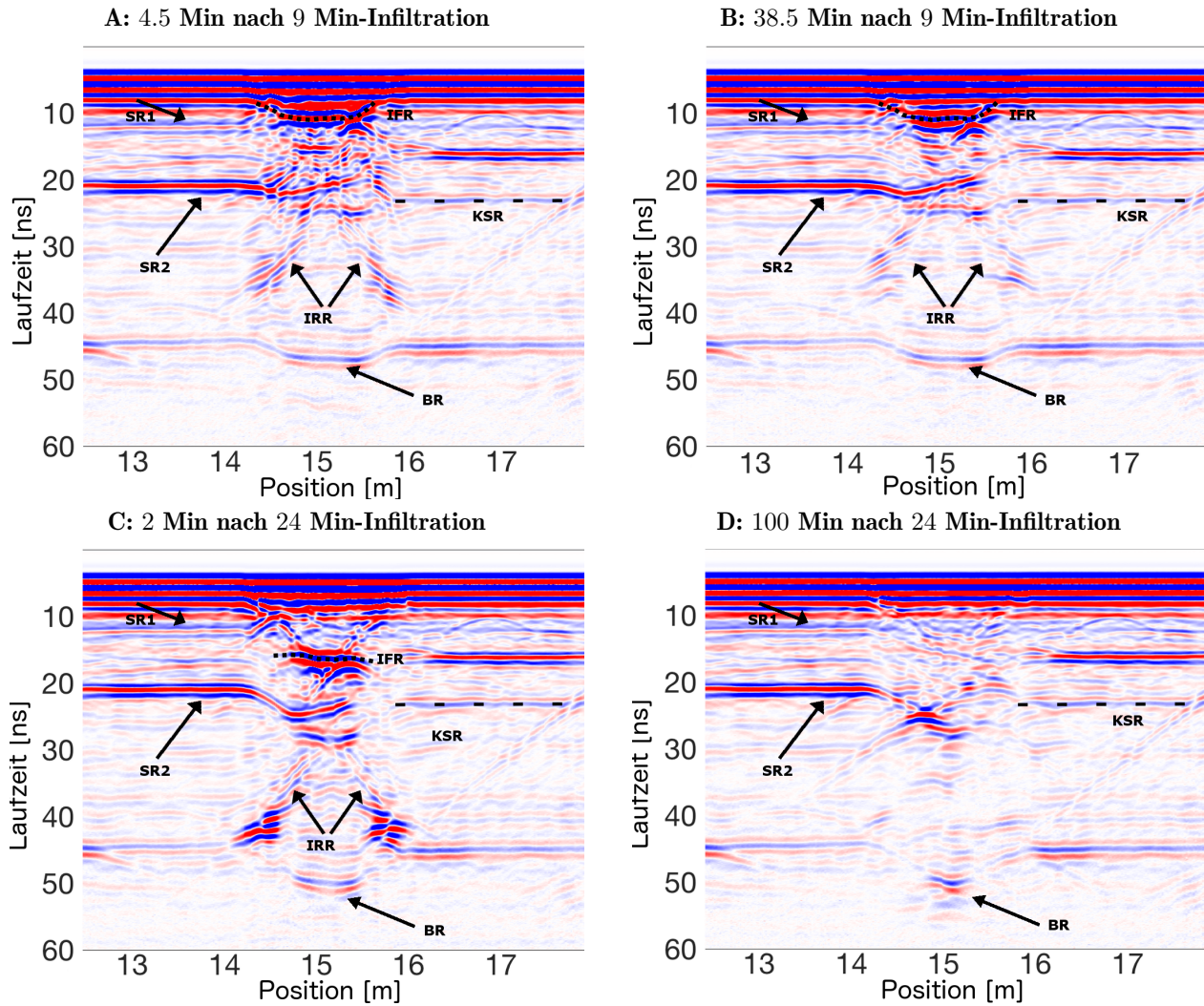


Abbildung 4.8: Common-Offset-Radargramme gemessen auf Messlinie B während des zweiten Infiltrationsexperiments bei 15 m. Gezeigt sind hier Messungen nach dem dritten und vierten Infiltrationsevent. In den Radargrammen sind die erste und zweite Schichtreflexion (SR1/SR2), die Kiesreflexion (KR), die Bodenreflexion (BR), die Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und die Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) hervorgehoben.

WARR und CMP Messungen nach Infiltrationsevents

In diesem Abschnitt werden Messungen über dem Infiltrationsbereich mit variierendem Antennenabstand vorgestellt. Im Gegensatz zu Common-Offset Messungen durchdringt bei diesen Messmethoden die Radarstrahlung den Infiltrationspuls in verschiedenen Winkeln. Die Interpretation solcher Radargramme ist komplizierter und weniger intuitiv als bei Common-Offset-Radargrammen. In diesem Abschnitt sollen die Messungen daher auf typische Signale untersucht werden, die die Entwicklung des Infiltrationspulses in WARR- und CMP-Radargrammen repräsentieren.

Während der Relaxation der Events des ersten Infiltrationsexperiments bei 13 m wurden WARR-Messungen durchgeführt. Für allgemeine Details zu Signalen in WARR-Radargrammen siehe Abschnitt 3.2.

Die Laufzeit der Schichtgrenzen ist eine hyperbolische Funktion des Antennenabstands. Das Signal der Reflexionen weicht von dieser Funktion ab, wenn die bewegte Antenne den Infiltrationsbereich passiert. Das kann in den gezeigten Radargrammen in Abbildung 4.9 und 4.10 insbesondere an der zweiten Schichtreflexion (SR2), der Reflexion an der Kiesschicht (KR) und der Bodenreflexion (BR) beobachtet werden.

Die direkte Welle interferiert in den Messungen mit der ersten Schichtreflexion (SR1) in den gemessenen Radargrammen. Daher können beide Signale nur schwer voneinander getrennt werden. Die sonst charakteristische Änderung der Steigung der direkten Welle im Radargramm durch den erhöhten Wassergehalt im Infiltrationsbereich ist nicht klar erkennbar.

Die Infiltrationsfront selbst erzeugt eine Reflexion (IFR), die für große Antennenabstände sichtbar ist. Die Laufzeit dieses Signals wächst während der Propagation des Infiltrationspulses in die Tiefe. Das kann insbesondere für Messungen nach dem Infiltrationsevent von 24 Minuten Dauer beobachtet werden, da die größere Wassermenge der Infiltration eine schnelle Propagation des Pulses erzeugt. Das Signal verschwindet wenn der Infiltrationspuls den Wasserspiegel erreicht.

Reflexionen am Innenrand des Infiltrationspulses (IRR) sind nach dem Infiltrationsevent von 24 Min Dauer sichtbar. Ihre Laufzeit nimmt linear mit dem wachsenden Abstand vom Empfänger zum Seitenrand des Infiltrationspulses ab. Eine schematische Darstellung des Strahlwegs dieser Reflexion ist in Abbildung 3.5 zu sehen. Diese Signale entstehen durch einen analogen Effekt zu den x-förmigen Reflexionen am Rad des Infiltrationspulses, die in Common-Offset-Radargrammen beobachtet werden.

Die gemessenen WARR-Radargramme enthalten außerdem noch die Signale von Mehrfachreflexionen zwischen Schichtgrenze und Infiltrationsfront.

Abbildung 4.11 zeigt CMP-Radargramme, die nach den Infiltrationsevents des zweiten Experiments bei 15 m auf der ASSESS-Site gemessen wurden. CMP Radargramme entstehen aus einer Reihe von Messungen mit variierendem Antennenabstand bei konstantem Mittelpunkt der Antennen. Daher wird das Bodenvolumen in einer Reihe von unterschiedlichen Winkeln durchleuchtet, wobei die Strahlung jeweils am selben Punkt reflektiert wird. Dies erzeugt hyperbolisch geformte Signale der Reflexionen an horizontalen Schichtgrenzen, wie es im initialen Radargramm bei der ersten und zweiten Schichtgrenze (SR1, SR2) und bei der Reflexion am Betonboden (BR) zu sehen ist (siehe auch Abschnitt 3.2).

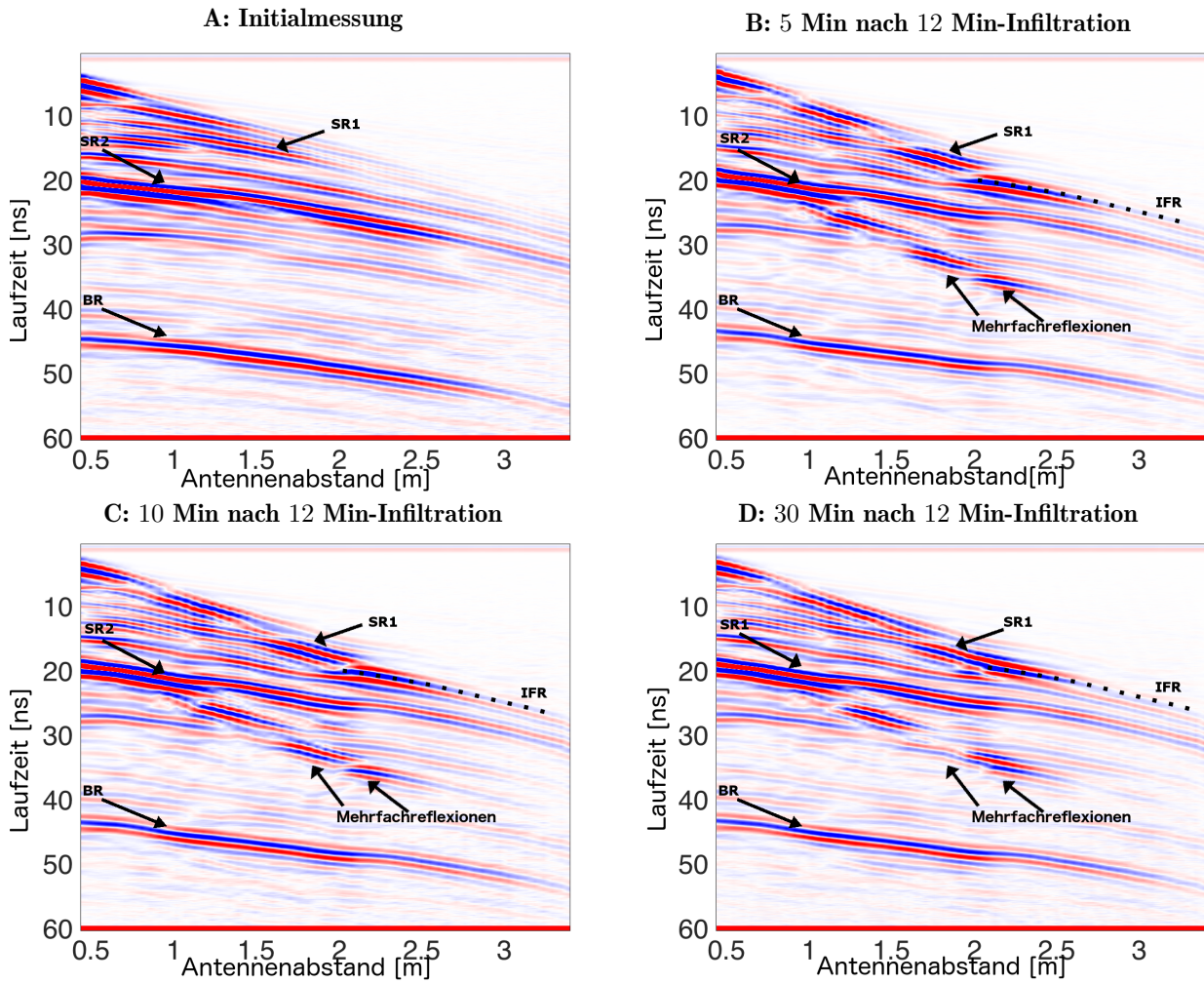


Abbildung 4.9: WARR-Radargramme gemessen auf Messlinie B während des ersten Infiltrationsexperiments. In den Radargrammen sind die Reflexionen der ersten und zweiten Schichtgrenze (SR1 und SR2), an der Kiesschicht (KR), am Betonboden (BR), an der Infiltrationsfront (IFR) sowie die Signale von Mehrfachreflexionen zwischen IFR und Schichtgrenzen und Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (LIR) gekennzeichnet.

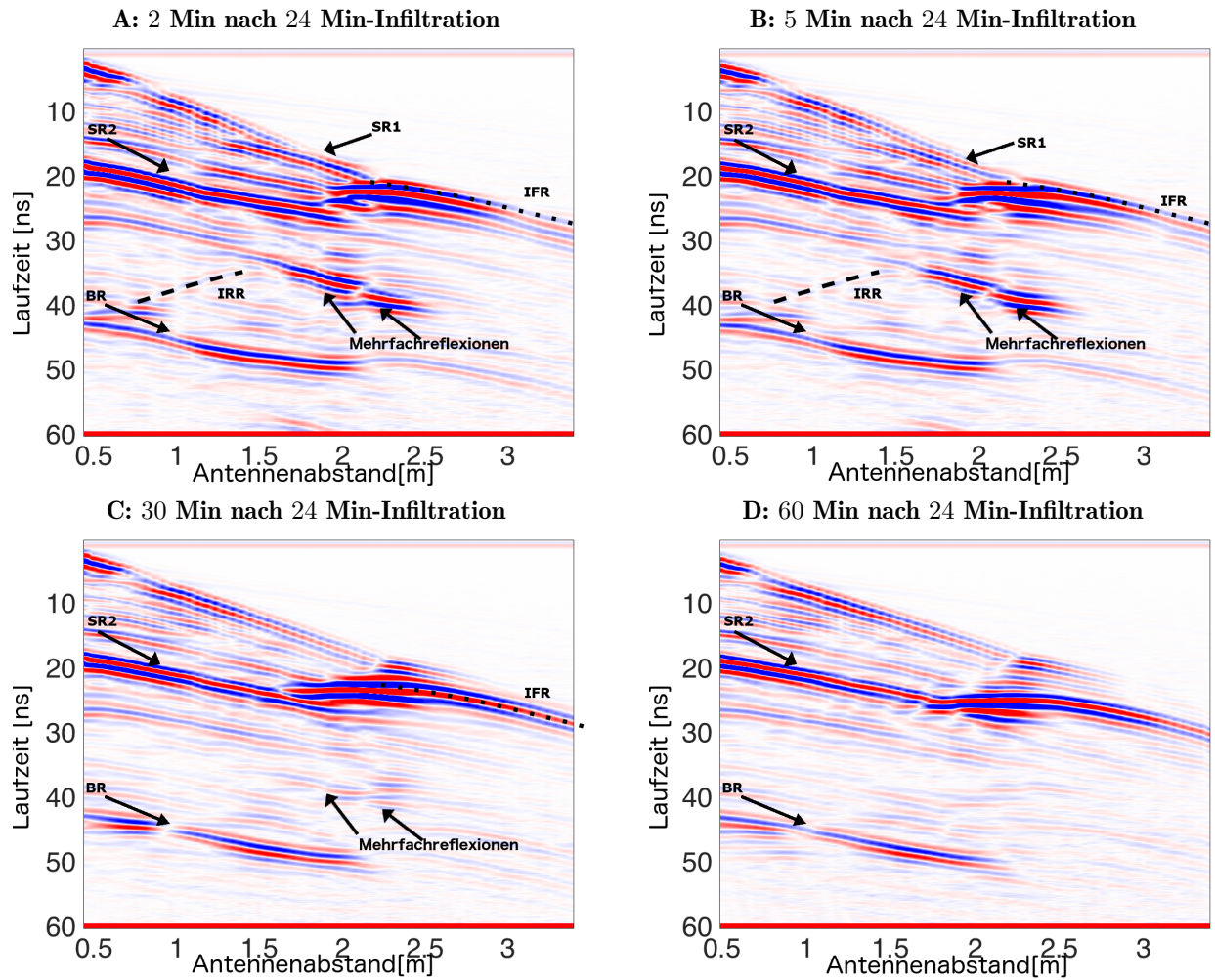


Abbildung 4.10: WARR-Radargramme gemessen auf Messlinie B während des ersten Infiltrationsexperiments. In den Radargrammen sind die Reflexionen der ersten und zweiten Schichtgrenze (SR1 und SR2), an der Kiesschicht (KR), am Betonboden (BR), an der Infiltrationsfront (IFR) sowie die Signale von Mehrfachreflexionen zwischen IFR und Schichtgrenzen und Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses (IRR) gekennzeichnet.

Der Anstieg des Wassergehalts und daher der Bodenpermittivität nach einem Infiltrationsevent führt zu einer Verzögerung des Reflexionssignals, das den Infiltrationspuls passiert. Daher wird ein Anstieg der Laufzeit der Reflexionen übereinstimmend mit der Menge infiltrierten Wassers beobachtet (vergleiche z.B. die Bodenreflexion nach 6 Minuten Infiltration und 24 Minuten Infiltration zur Initialmessung).

Die CMP-Radargramme wurden mittig zum Infiltrationsbereich gemessen. Gemäß des gemessenen Flussprofils (siehe Abbildung 4.3) findet der Hauptwassereintrag auf einer Fläche von 1 m Breite statt. Daher ändert sich die Bodenpermittivität signifikant für Antennenabstände größer als 1 m, was in Abweichungen der Reflexionssignale von der typischen Hyperbelform beobachtet werden kann. Das ist insbesondere für die Reflexion am Betonboden sichtbar, die eine flach geformte Hyperbel im Bereich des sich ändernden Wassergehalts erzeugt.

Nachdem die Infiltrationsfront den Wasserspiegel erreicht hat (145 Minuten nach der Infiltration von 24 Minuten Dauer) ist eine leichte Verringerung der Laufzeit der Schichtreflexionen sichtbar. Dies kann mit dem abfallenden Wassergehalt während der Relaxation der Infiltration assoziiert werden. Das infiltrierte Wasser verteilt sich in einem größeren Bodenvolumen und insbesondere unterhalb des Wasserspiegels. Daher sinkt der lokale Wassergehalt im Infiltrationsbereich.

Eine Reflexion an der Infiltrationsfront ist für Messungen nach den Infiltrationsevent von 9 Minuten und von 24 Minuten Dauer sichtbar. Dann ist die Menge des infiltrierten Wassers groß genug um einen signifikant scharfen Gradienten der Permittivität an den Rändern des Infiltrationspulses zu erzeugen. Im CMP-Radargramm ist dies hauptsächlich für Antennenabstände größer als 1 m sichtbar, da für kleinere Antennenabstände starke Interferenz mit den Reflexionen an den Schichtgrenzen auftritt.

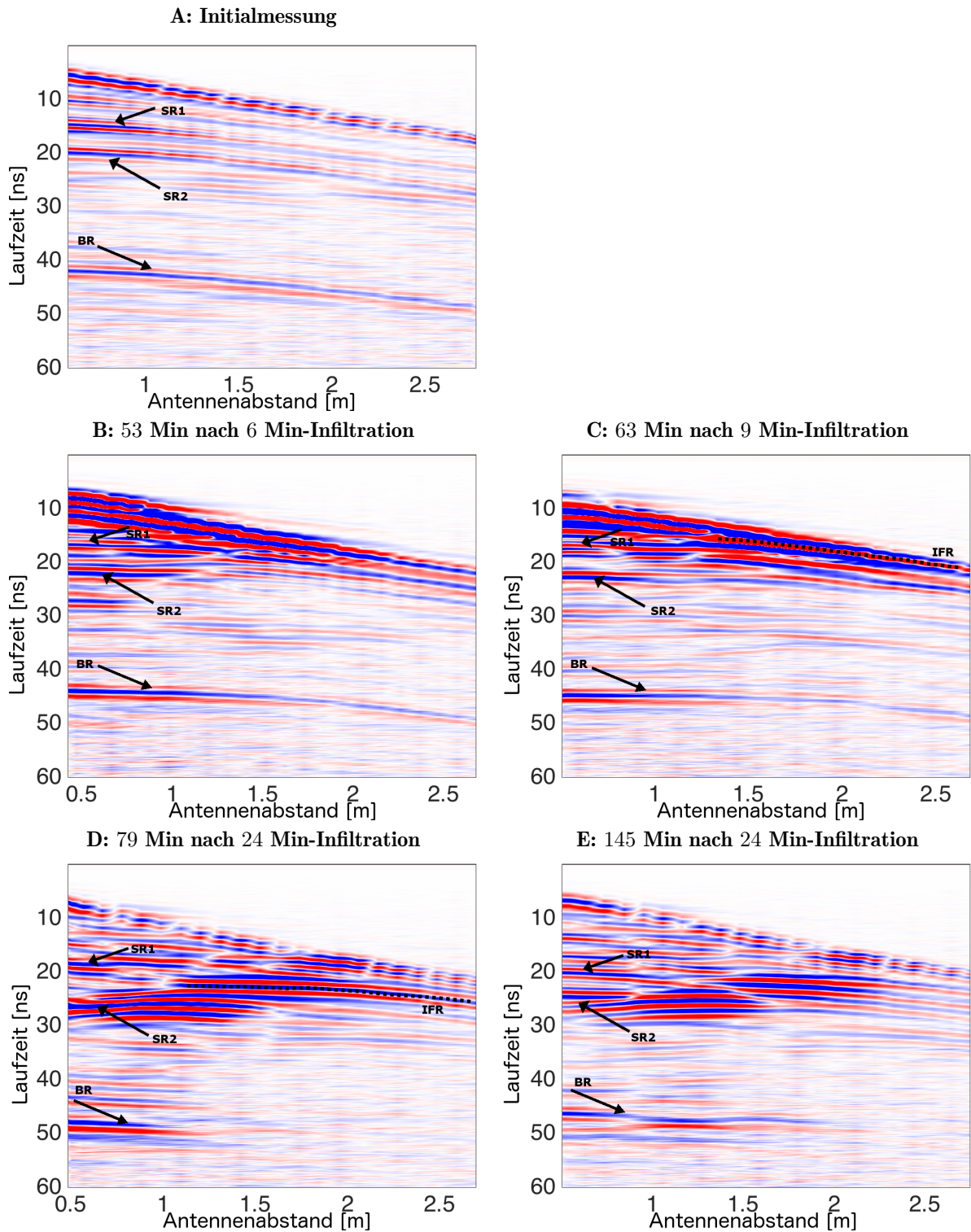


Abbildung 4.11: CMP Radargramme gemessen auf Messlinie B während des zweiten Infiltrationsexperiments bei 15 m. Der Mittelpunkt von Sender und Empfänger befindet sich während der Messung konstant mittig zum Infiltrationsgebiet. Im Radargramm sind die Reflexionen an der ersten und zweiten Schichtgrenze (SR1 und SR2), dem Betonboden (BR) und an der Infiltrationsfront (IFR) hervorgehoben.

Entwicklung der mittleren Permittivität nach der Infiltration

Aus der Laufzeit einzelner Reflexionen lässt sich bei bekannter Tiefe des Reflektors und dem Antennenabstand aus geometrischen Überlegungen die mittlere Permittivität entlang des jeweiligen Strahlweges berechnen. Abbildung 4.12 zeigt den Anstieg der mittleren Permittivitäten im Vergleich zur Initialmessung berechnet aus den Common-Offset-Messungen nach Ende des Infiltrationsexperiments bei 13 m. Die infiltrierte Wassermenge auf den drei Messlinien ergibt sich aus dem Infiltrationsfluss (siehe Abbildung 4.3) und ist auf Linie B am größten, auf Linie A und C entsprechend geringer.

Im Infiltrationsbereich steigt die Permittivität analog zur infiltrierten Wassermenge auf den drei Messlinien durch die Infiltration an. Im Verlauf der Relaxation verteilt sich das infiltrierte Wasser in einem größeren Sandvolumen und vor allem auch unterhalb des Wasserspiegels. Das hat einen abfallenden Permittivitätsunterschied zur Initialmessung zur Folge.

Für die berechnete mittlere Permittivität über der zweiten Schichtgrenze und dem Betonboden verläuft dieser Abfall analog zur infiltrierten Wassermenge. Der größte Abfall findet auf Messlinie B statt. Dort wurde mit dem größten Infiltrationsfluss infiltriert. Entsprechend ist anzunehmen, dass sich dort während der Relaxation das Wasser mit der größten Fließgeschwindigkeit in ein größeres Volumen ausbreitet. Auf Messlinie A und C, auf denen mit geringeren Flüssen infiltriert wurde, findet die Relaxation entsprechend langsamer statt.

Für die mittlere Permittivität über der ersten Schichtgrenze ist der Abfall des Permittivitätsunterschiedes für alle drei Messlinien nahezu konstant. Daraus lässt sich schließen, dass der größte Teil der hydraulischen Dynamik unterhalb dieser Schichtgrenze stattfindet. Der Hauptteil des Infiltrationspulses hat die Schichtgrenze schon passiert und die Relaxation des verbliebenen Wassers erfolgt auf allen drei Linien nahezu gleichmäßig.

Dies lässt sich auf die exponentielle Abhängigkeit der hydraulischen Leitfähigkeit vom Wassergehalt zurückführen. Während für große Wassergehalte nahe Sättigung schon ein kleiner Unterschied im Wassergehalt einen großen Unterschied in der Leitfähigkeit bewirkt, ist der Unterschied bei kleinen Wassergehalten geringer. Während der in Abbildung 4.12 gezeigten Messungen ist der Wassergehalt unterhalb der ersten Schichtgrenze größer als oberhalb. Daher sind die Fließgeschwindigkeiten oberhalb dieser Schichtgrenze insgesamt kleiner und der Einfluss der unterschiedlichen Infiltrationsflüsse auf den verschiedenen Messlinien auf die berechnete Permittivität gering. In größeren Bodentiefen ist der Wassergehalt hingegen größer und die größte Leitfähigkeit auf der Messlinie mit dem größten Infiltrationsfluss (Messlinie B) führt deutlich erkennbar zu einem schnellen Transport des infiltrierte Wassers unterhalb des Wasserspiegels.

Analog zum Infiltrationsexperiment bei 13 m zeigt Abbildung 4.13 die Entwicklung der Permittivität als Differenz zur Initialmessung während und nach dem Infiltrationsexperiment bei 15 m. Entsprechend dem Infiltrationsfluss (siehe Abbildung 4.3) wurde in diesem Experiment auf Messlinie B die größte Wassermenge infiltriert, während der Fluss auf Linie A und C entsprechend geringer ist.

Die mittlere Permittivität oberhalb der ersten Schichtgrenze lässt sich hier aufgrund starker Interferenzen mit Mehrfachreflexionen am Rand des Infiltrationspulses (siehe Abbildung 4.7) nicht auswerten.

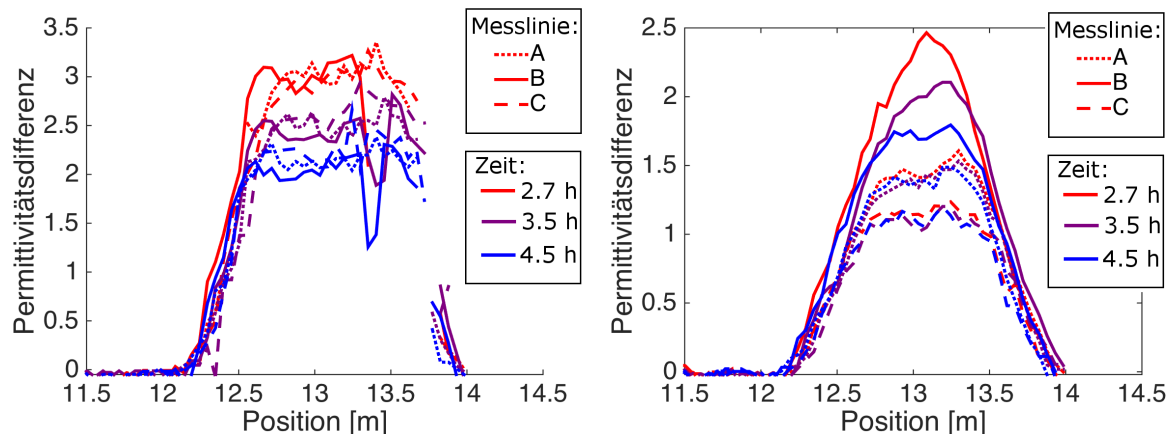
A: Erste Schichtgrenze während Relaxation nach Ende aller Infiltrationsevents**B: Betonboden während Relaxation nach Ende aller Infiltrationsevents**

Abbildung 4.12: Zeitliche Entwicklung des Unterschiedes der Permittivität im Vergleich zur Initialmessung nach dem Infiltrationsexperiment bei 13 m. Gezeigt wird die mittlere Permittivität über der ersten Schichtgrenze (A) und dem Betonboden (B) berechnet von Common-Offset-Messungen auf drei verschiedenen Messlinien A, B, und C. Für Informationen zu dem Infiltrationsfluss auf den drei Messlinien siehe Abbildung 4.3. Die zeitliche Entwicklung seit Beginn des Experiments ist farbcodiert von rot (1.5 h nach Ende der Infiltration) über lila (2.3 h nach Ende der Infiltration) zu blau (3.3 h nach Ende der Infiltration).

Abbildung 4.13 (A) zeigt den Anstieg der mittleren Permittivität über dem Betonboden nach den einzelnen Infiltrationsevents. Der Anstieg lässt sich hier klar sowohl mit dem Infiltrationsfluss auf den einzelnen Messlinien als auch mit der Dauer der Infiltrationsevents assoziieren. Die Permittivität steigt also entsprechend der infiltrierten Wassermenge.

Abbildung 4.13 (B) zeigt die Entwicklung des Permittivitätsunterschiedes während der Relaxation. Wie auch nach dem ersten Infiltrationsexperiment (siehe Abbildung) verläuft die Abnahme des Permittivitätsunterschiedes entsprechend der verwendeten Infiltrationsflüsse. Auch hier ist davon auszugehen, dass auf Linie B sich das Wasser mit den größten Fließgeschwindigkeiten verteilen kann, weshalb hier der stärkste Abfall zu beobachten ist.

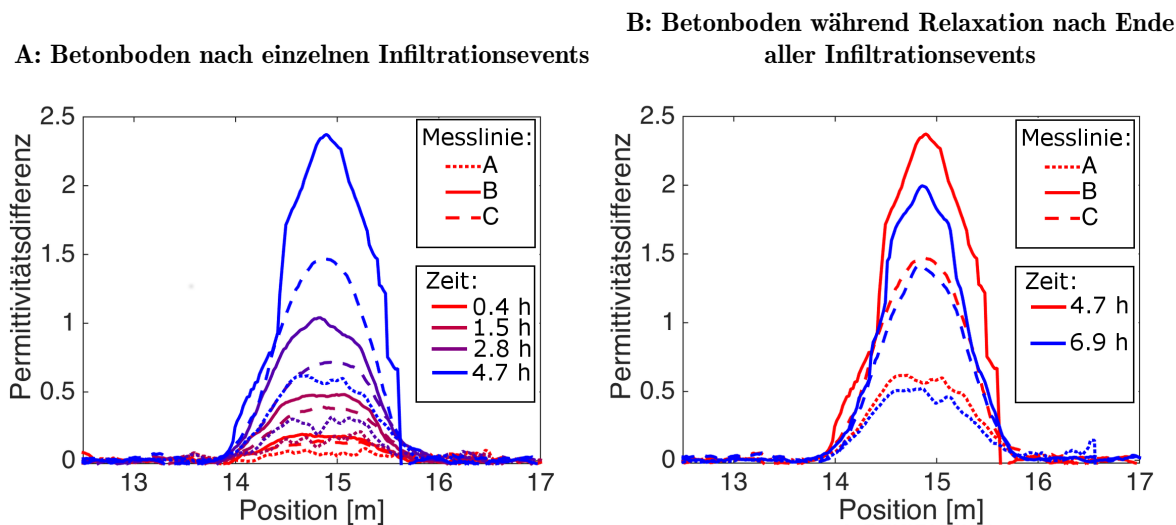


Abbildung 4.13: Zeitliche Entwicklung des Unterschiedes der Permittivität im Vergleich zur Initialmessung nach dem Infiltrationsexperiment bei 15 m. Gezeigt wird die mittlere Permittivität über dem Betonboden jeweils etwa 30 Minuten nach den einzelnen Infiltrationsevents (A). Die zeitliche Entwicklung seit Beginn des Experiments ist dabei farbcodiert dargestellt von rot (nach Ende der 3 Min-Infiltration), über dunkelrot (nach Ende der 6 Min-Infiltration), über lila (nach Ende der 9 Min-Infiltration) zu blau (nach Ende der 24 Min-Infiltration). Abbildung (B) zeigt zwei Messungen in unterschiedlichen zeitlichen Abständen zur letzten Infiltration in rot (45 Min nach Ende der 24 Min-Infiltration) und blau (3 Std. nach Ende der 24 Min-Infiltration). Die Daten wurden berechnet aus Common-Offset-Messungen auf drei verschiedenen Messlinien A, B, und C. Für Informationen zum Infiltrationsfluss auf den drei Messlinien siehe Abbildung 4.3.

Induzierte Fluktuation des Wasserspiegels nach Ende der Infiltration

Der Wasserspiegel der ASSESS-Site wurde im Abstand von 17 h zum Ende des zweiten Infiltrationsexperiments angehoben. Dafür wurde über den Brunnen eine Wassermenge von 8522.7 l über eine Dauer von 6.3 Stunden hinzugefügt. Die Höhe des Wasserspiegels wurde währenddessen sowohl am Brunnen als auch durch eine fest installierte Pegelsonde in 14 m Abstand zum Brunnen überwacht. Nach einer Relaxationsphase von 18 Stunden wurde der Wasserspiegel der ASSESS-Site wieder abgesenkt. Dafür wurde eine Menge von 8097.9 l mit Hilfe einer Pumpe aus dem Brunnen über eine Dauer von 7.3 Stunden entnommen.

Radargramme zur Veränderung des Wasserspiegels

Während der induzierten Fluktuation des Wasserspiegels wurden regelmäßig Radarmessungen über der ASSESS-Site durchgeführt. Dieser Bereich schließt die Positionen der beiden vorherigen Infiltrationsexperimente ein. Abbildung 4.14 zeigt Common-Offset-Radargramme während des Anstiegs des Wasserspiegels.

Das Radargramm der Initialmessung vor Beginn des Anstieges zeigt die Reflexion des Kapi-

larsaumes (KSR) auf Höhe der zweiten Schichtgrenze. Die Reflexionen an den Schichtgrenzen werden dabei durch dreifach-Signale (rot-blau-rot oder blau-rot-blau) repräsentiert, während die Kapillarsaumsreflexion im hydraulischen Gleichgewicht durch ein zweifach-Signal (blau-rot oder rot-blau) repräsentiert wird. Dies entspricht der Superposition von dreifach-Signalen die an einem flachen Gradienten, wie es der Bodenwassercharakteristik am Kapillarsaum entspricht, reflektiert werden.

Die Laufzeit der auftretenden Schichtreflexionen ist im Bereich rund um 15 m aufgrund der vorangegangenen Infiltration erhöht. Dabei ist insbesondere das Profil des Infiltrationsflusses, mit geringeren Flüssen im Randbereich, noch klar in der Verzögerung der Bodenreflexion (BR) erkennbar (vergleiche Abbildung 4.3).

Während des Anstieges des Wasserspiegels erscheint der Kapillarsaum als starke zusätzliche Reflexion im Radargramm. Die Amplitude darunter liegender Reflexionen ist klein, da offenbar ein Großteil der Strahlung am Kapillarsaum reflektiert wird.

Die Laufzeit der Kapillarsaumsreflexion variiert räumlich in einer Größenordnung von 0.5 ns und damit stärker als die beobachteten Schichtreflexionen. Dies könnte durch einen ungleichmäßigen Anstieg des Wasserspiegels durch die unterschiedlichen Materialeigenschaften der Schichten verursacht sein. So ist es denkbar, dass die Kapillarität des Sandmaterials stark sensitiv auf räumliche Heterogenitäten der Porengrößenverteilung ist, weshalb die Höhe des Kapillarsaumes räumlich leicht variiert.

Nach einem weiteren Anheben des Wasserspiegels erscheint der Kapillarsaum als paralleles Doppelsignal im Radargramm. Dies wurde bereits in vorherigen Studien zu Experimenten mit fluktuierendem Wasserspiegel beobachtet (Klenk, Jaumann und Roth, 2015b). Der induzierte Anstieg des Wasserspiegels verursacht eine temporäre Verformung der Wassergehaltsverteilung $\theta(h)$. Dadurch entsteht oberhalb des Kapillarsaumes ein weiterer Wassergehaltssprung, der groß genug ist, um eine Reflexion zu erzeugen.

Der Wasserspiegel wird bis knapp unter die erste Schichtgrenze angehoben, so dass Schichtreflexion und das Doppelsignal des Kapillarsaumes gerade noch im Radargramm trennbar sind.

Abbildung 4.15 zeigt Common-Offset-Radargramme, die während des Absenkens des Wasserspiegels gemessen wurden.

Die Initialmessung 18 Stunden nach Ende des Anhebevorgangs zeigt den Wasserspiegel unterhalb der ersten Schichtgrenze. Das Doppelfeature des Kapillarsaumes tritt nach der Relaxation des angehobenen Wasserspiegels nicht mehr auf, so dass die Reflexion am Kapillarsaum nun durch ein Signal bestehend aus einem Minimum und einem Maximum (rot-blau) repräsentiert wird, wie es auch bei hydraulischem Gleichgewicht meist der Fall ist.

Während des Absenkens des Wasserspiegels wird die Laufzeit der Kapillarsaumsreflexion durch den wachsenden Abstand zu den Antennen an der Bodenoberfläche größer, während die Laufzeit der Reflexionen unterhalb des Kapillarsaums wie Bodenreflexion (BR) und zweite Schichtreflexion (SR2) durch den sinkenden mittleren Wassergehalt kleiner wird. Der Kapillarsaum wird nun durch ein dreifach-Signal (blau-rot-blau) repräsentiert. Dies lässt darauf schließen, dass auch während des Absenkens des Wasserspiegels die Wassergehaltsverteilung $\theta(h)$ verformt wird, so dass der Kapillarsaum nun eine ähnlich scharfe Permittivitätsänderung darstellt wie die Schichtgrenzen.

Es lässt sich beobachten, dass die Laufzeit des auch hier Kapillarsaums räumlich leicht variiert.

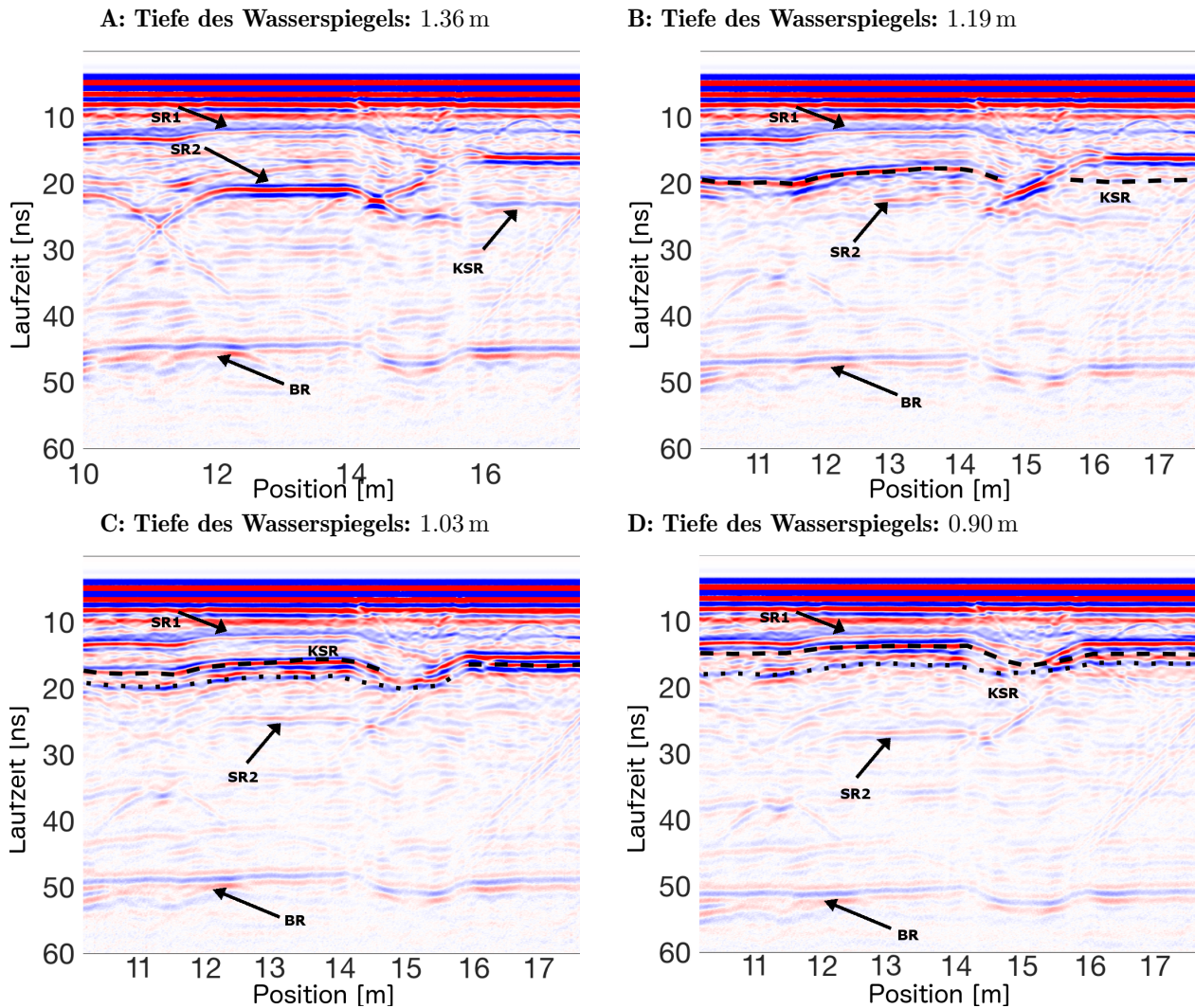


Abbildung 4.14: Common-Offset-Radargramme gemessen während Anstieg der Wasserspiegels-höhe. In den Radargrammen sind die Reflexionen an den Schichtgrenzen (SR1 und SR2) und am Betonboden (BR) markiert. Gestrichelte und gepunktete Linien heben die Signale, die mit der Reflexion am Kapillarsaum assoziiert werden, hervor. Im Bereich um 15 m ist der mittlere Bodenwassergehalt durch das vorangegangene Infiltrationsexperiment erhöht.

Diese Variation ist wie beim ansteigenden Wasserspiegel stärker als bei den Schichtreflexionen und kann daher auch hier nicht allein durch eine räumliche Variation des Wassergehaltes erklärt werden.

Der Wasserspiegel wird abgesenkt bis unterhalb der zweiten Schichtgrenze. Hier ist bemerkenswert, dass trotz der signifikant starken Veränderung des Wasserspiegels in einem Großteil der Sandschichten, der Bereich der vorherigen Infiltration immer noch deutlich in der Verzögerung der Bodenreflexion (BR) erkennbar ist. Eine Vermutung ist daher, dass ein relevanter Teil des infiltrierten Wassers noch oberhalb der maximal erreichten Wasserspiegelhöhe vorhanden ist.

Mittlere Permittivität während Fluktuation des Wasserspiegels

Aus der bekannten Tiefe des Betonbodens, dem Antennenabstand und der Laufzeit der Bodenreflexion in Common-Offset-Radargrammen wurde die mittlere Permittivität des Versuchsfeldes während der Fluktuation des Wasserspiegels berechnet. Der Verlauf ist in Abbildung 4.16 als Differenz zur Initialmessung vor dem Experiment zu sehen. Insgesamt steigt die Differenz der Permittivität mit steigendem Wasserspiegel und sinkt während des Absenkens.

Dabei bleibt die erhöhte Permittivität im Infiltrationsbereich um 15 m in ihrer Form dem Infiltrationsfluss entsprechend (siehe Abbildung 4.3) erhalten. Die Permittivität in der Mitte des Infiltrationsexperiments nach Absenkung des Wasserspiegels entspricht dem Wert vor Anhebung des Wasserspiegels. Dies lässt sich mit einer signifikant hohen Restwassermenge der Infiltration oberhalb des maximal erreichten Wasserspiegels erklären.

Die Permittivität außerhalb des Infiltrationsgebietes ist nach Absenkung des Wasserspiegels erhöht, da während des Absenkungsprozesses Wasser oberhalb des Kapillarsaums zurück bleibt. Dieses wird im Laufe des Relaxationsprozesses, der nicht mehr durch die gezeigten Messungen erfasst wird, größtenteils nach unten fließen und zu einer Erhöhung des Wasserspiegels beitragen.

Der räumliche Verlauf der Permittivität unterscheidet sich während des Anstiegs und des Abfalls des Wasserspiegels bei 11.5 m voneinander. An dieser Position passiert der Wasserspiegel eine schräge Schichtgrenze (siehe Struktur der ASSESS-Site in Abbildung 4.1), die während des Anstiegs offenbar zu einem nichthorizontalen Kapillarsaum führt. Der Effekt ist beim Abfall des Wasserspiegels nicht mehr zu beobachten.

Ein ähnlicher Effekt tritt scheinbar durch die schräge Schichtgrenze bei 15 m auf. Die Permittivitätsfunktion verformt sich dort beim Anstieg asymmetrisch für eine Wasserspiegelhöhe von 1.19 m. Dies korrespondiert mit der Höhe der Schichtgrenze in diesem Bereich, weshalb die Asymmetrie durch unterschiedliche hydraulische Eigenschaften der Materialien erklärt werden kann.

Einfluss des Infiltrationsgebietes auf das Verhalten des fluktuierenden Wasserspiegels

Durch den bekannten theoretischen Zusammenhang von hydraulischer Leitfähigkeit und Wassergehalt, war die Erwartung, dass der durch die vorherige Infiltration nassere Bodenbereich sich anders auf das Anheben und Senken des Wasserspiegels auswirkt, als der trockene Sand in der restlichen ASSESS-Site. Denkbar ist zum Beispiel ein erhöhter Fluss im Infiltrationsgebiet während des Anhebens des Wasserspiegels.

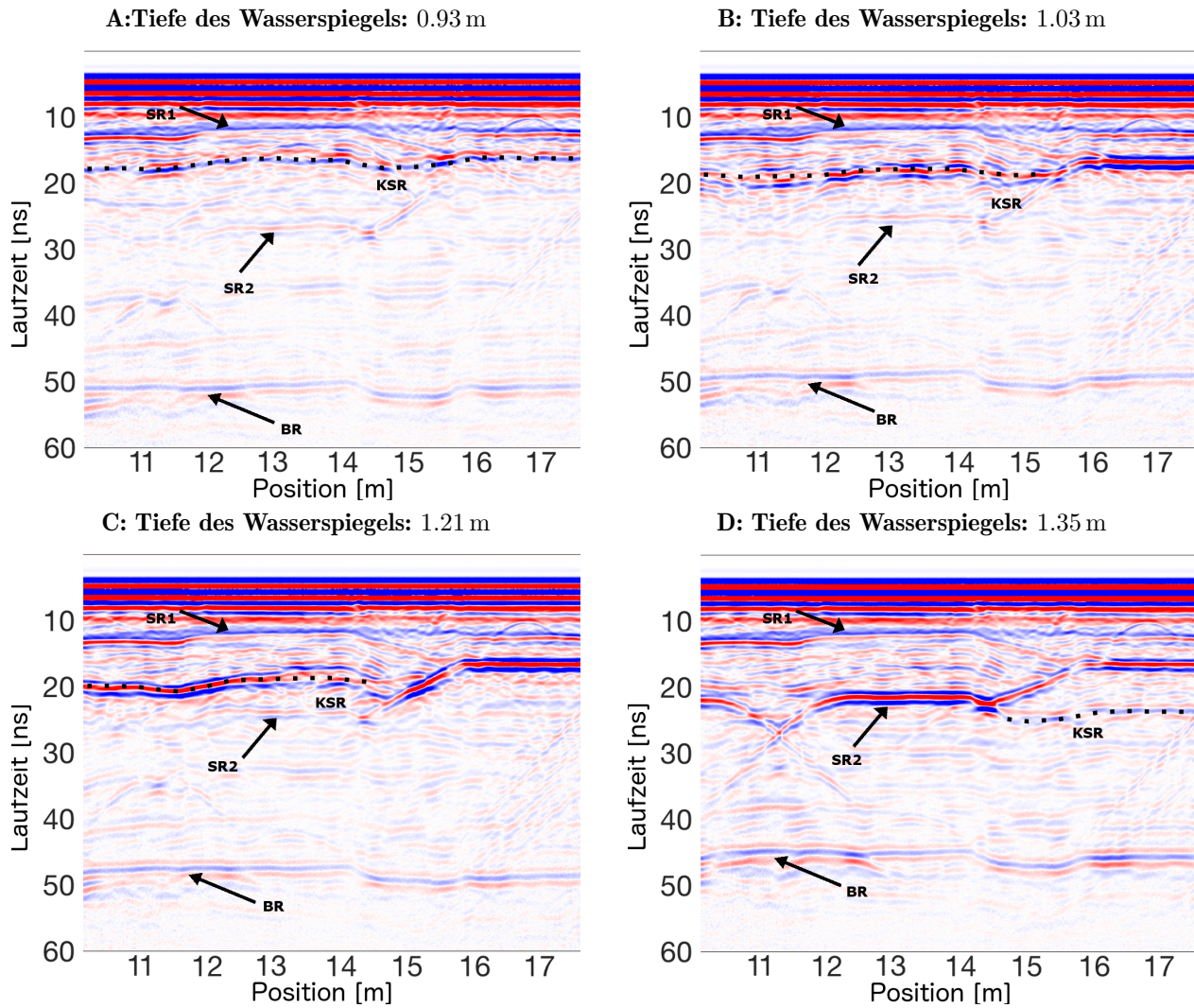


Abbildung 4.15: Common-Offset-Radargramme gemessen während Absenkung des Wasserspiegels. Die Reflexionen an den Schichtgrenzen (SR1 und SR2) und am Betonboden (BR) sind markiert. Gestrichelte und gepunktete Linien heben die Signale, die mit der Reflexion am Kapillarsaum assoziiert werden, hervor. Im Bereich um 15 m ist der mittlere Bodenwassergehalt durch das vorangegangene Infiltrationsexperiment erhöht.

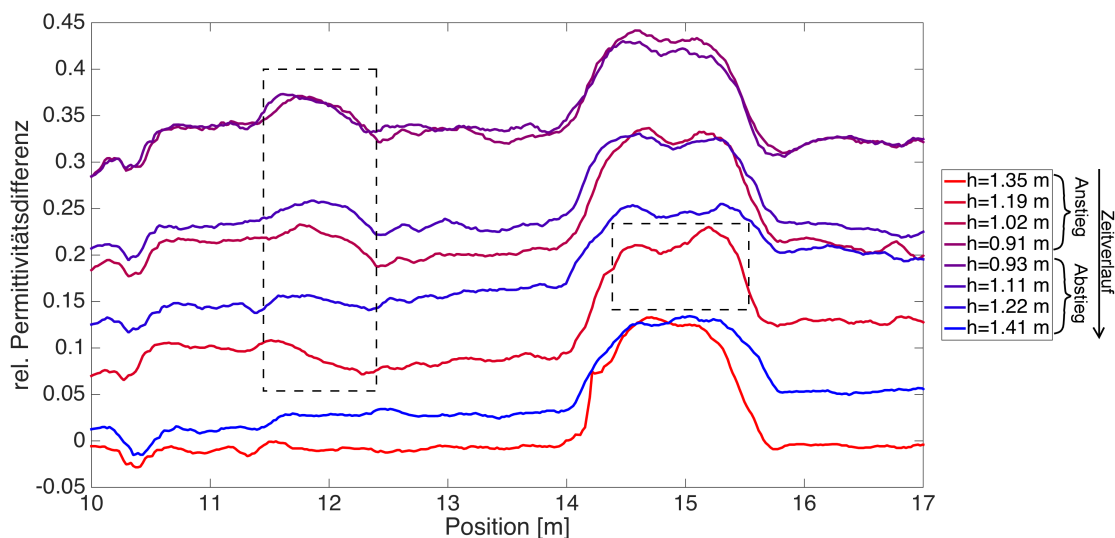


Abbildung 4.16: Zeitliche Entwicklung der mittleren Permittivität als Differenz zur Initialmessung berechnet aus der Bodenreflexion in Common-Offset-Messungen während dem induzierten Anstieg und Abfall des Wasserspiegels der ASSESS-Site. Die zeitliche Entwicklung ist farbco-diirt von rot nach blau dargestellt. h gibt die Tiefe des Wasserspiegels unter der Bodenoberfläche an. Gestrichelte Bereiche zeigen Einflüsse schräger Schichtgrenzen an.

Aus der Auswertung der gemessenen Common-Offset-Radargramme ergibt sich jedoch, dass der Wasserspiegel im gesamten Messbereich gleichmäßig ansteigt. Es lässt sich kein deutlich anderes Fließverhalten im Infiltrationsbereich beobachten. Dies lässt sich aus dem konstanten Laufzeitunterschied von Infiltrationsbereich zum trockenen Sand außerhalb, der während der gesamten Fluktuation des Wasserspiegels weitestgehend erhalten bleibt, schließen. Auch die Laufzeit der Reflexion am Kapillarsaum im Infiltrationsbereich entwickelt sich ähnlich wie die im Rest der ASSESS-Site.

Einzig die Verdoppelung des Kapillarsaumsignals beim Anstieg des Wasserspiegels ist hier weniger stark ausgeprägt. Diese Verdoppelung wird wie beschrieben durch eine spezielle Verformung der Wassergehaltsverteilung am Kapillarsaum verursacht und kann daher durch den erhöhten Wassergehalt im Infiltrationsbereich beeinflusst werden.

4.3 Zusammenfassung der experimentellen Ergebnisse

In diesem Kapitel wurden die experimentellen Ergebnisse zweier Infiltrationsexperimente und eines Experiments mit Variation der Wasserspiegelhöhe vorgestellt. Das Erscheinungsbild der Infiltration im Radargramm ist dabei stark abhängig von der infiltrierten Wassermenge und der Infiltrationsdauer. Während für sehr kurze Infiltrationen die Heterogenität des Bodens den Infiltrationspuls dominiert, entstehen bei längeren Infiltrationen Pulse mit klaren Rändern, die entsprechende Reflexionen erzeugen.

Die Variation des Wassergehalts aufgrund von heterogenen Bodeneigenschaften innerhalb des Infiltrationspulses erzeugt in Common-Offset-Radargrammen deutliche Reflexionssignale. Je nach Propagationstiefe des Infiltrationspulses erscheinen diese als viele parallele oder als diffus ausgerichteten Mehrfachreflexionen. Infiltrationspulse mit scharfem Permittivitätsgradienten am Rand erzeugen ein charakteristisches x-förmiges Signal.

In CMP- und WARR- Radargrammen erzeugen solche Permittivitätsgradienten ebenfalls ein deutliches Reflexionssignal. Diese Beobachtungen entsprechen den theoretischen Überlegungen aus Kapitel 3.

Die explizite Auswertbarkeit der Infiltration ist vor allem durch die Verzögerung der Schichtreflexionen im Infiltrationsbereich gegeben. Es wurde gezeigt, wie durch die so berechnete mittlere Permittivität auf das Fließverhalten des infiltrierten Wassers während der Relaxation zurück geschlossen werden kann.

Auch die Auswertung der Reflexion an der Infiltrationsfront selbst ist denkbar. Insbesondere bei Messdaten mit variierendem Antennenabstand könnte so sowohl Tiefe als auch mittlere Permittivität des Infiltrationspulses bestimmt werden.

Das Signal, das durch Rauigkeit der Pulsgrenze oder eine heterogene Wassergehaltsverteilung innerhalb des Infiltrationspulses erzeugt wird ist hingegen stark von der verwendeten Messwellenlänge- und Auflösung abhängig. Der Vergleich mit Simulationen eines solchen Signals sollte daher vor allem phänomenologisch basiert sein. Die Propagationsgeschwindigkeit des Infiltrationspulses hängt stark mit dem Infiltrationsfluss auf den verschiedenen Messlinien zusammen. Horizontale Flüsse sind kaum zu beobachten. Insgesamt bleibt in allen beobachteten Reflexionen über die gesamte Experimentdauer die räumliche Verteilung des Infiltrationsflusses klar erkennbar.

Das induzierte Anheben und Absenken des Wasserspiegels führt zu einer Aufsättigung großer Teile der Testsite. Während des Anhebens wird dabei die Wassergehaltsverteilung am Kapillarsaum so verändert, dass dort eine zusätzliche Reflexion entsteht. Diese verschwindet während der Relaxation und des Absenkungsprozesses wieder.

Nach Erreichen der ursprünglichen Wasserspiegelhöhe ist der erhöhte Wassergehalt im Infiltrationsbereich noch klar in der Form der Verzögerung der Reflexionen erkennbar. Dies lässt sich so interpretieren, dass auch zwei Tage nach Ende des letzten Infiltrationsevents ein relevanter Anteil des infiltrierten Wassers im Bereich nahe der Bodenoberfläche vorhanden ist, der nicht durch die Fluktuation des Wasserspiegels beeinflusst wird.

Ergebnisse früherer Studien (Klenk, Jaumann und Roth, 2015a) zeigen, dass der durch Infiltrationsexperimente erhöhte Wassergehalt noch lange nachgewiesen werden kann. Aufgrund der geringen Kapillarität des Sandes findet nur wenig Evaporation statt, weshalb der größte Teil des

Wassers während der Relaxation nach unten Richtung Wasserspiegel fließt. Dies ist aufgrund der kleinen hydraulischen Leitfähigkeit jenseits von Sättigung ein sehr langsamer Prozess.

Der hier gezeigte experimentelle Datensatz zeigt eine weite Breite von Infiltrationsphänomenen. Durch die Verwendung unterschiedlicher Infiltrationslängen und der Beobachtung von Infiltrationspulsen in verschiedenen Bodentiefen ergibt sich die Möglichkeit der experimentellen Überprüfung einer Reihe von theoretischen Überlegungen über die Erkennbarkeit einzelner Phänomene in Radargrammen, wie sie in Kapitel 3 zusammengestellt wurden. Die Kombination von Infiltrationen über verschiedenen Bodenarchitekturen mit einer Variation der Wasserspiegeltiefe ermöglicht es, im Rahmen von Optimierungsrechnungen (siehe das folgende Kapitel 5) jeweils verschiedene Teile des Datensatzes einzubeziehen, und die Ergebnisse zu vergleichen. Damit kann untersucht werden, ob und inwiefern ein einzelnes Infiltrationsexperiment die komplette hydraulische Dynamik eines Bodens repräsentieren kann. Dann ist es möglich, aus Infiltrationsdaten hydraulische Materialparameter zu bestimmen, die weitreichende Vorhersagen über das hydraulische Verhalten eines Bodens erlauben.

Kapitel 5

Bestimmung allgemeiner Bodeneigenschaften

Die Bestimmung allgemeingültiger hydraulischer Eigenschaften eines spezifischen Bodens ist ein Ziel geophysikalischer Forschung. Eine Möglichkeit die Berechnung der Parameter, aus denen sich die Funktionen der Bodenwassercharakteristik und der hydraulische Leitfähigkeit berechnen lassen, weiter zu Entwickeln, ist die Verwendung verschiedener Optimierungsalgorithmen. Die Übertragbarkeit dieser Parameter auf andere hydraulische Prozesse und insbesondere die Möglichkeit Vorhersagen zu machen, ist von besonderem Interesse für die angewandte Forschung.

In diesem Kapitel werden allgemeine Bodeneigenschaften für die Materialien des verwendeten Versuchsaufbaus bestimmt. Dabei soll der Fokus allerdings weniger auf einzelnen Parametern liegen, als auf der konsistenten Beschreibung der beobachteten Dynamik. Insbesondere soll untersucht werden, inwiefern Ergebnisse auf Basis eines Teils des Datensatzes, den Rest des Datensatzes und somit z.B. unbekannte hydraulische Prozesse beschreiben können.

Als prinzipiell unterschiedliche hydraulische Prozesse werden dabei Infiltration und die induzierte Fluktuation der Wasserspiegelhöhe betrachtet. Diese Prozesse unterscheiden sich in der Art ihrer Randbedingung, wobei Infiltration durch eine Flussrandbedingung getrieben wird, während die Veränderung der Wasserspiegelhöhe einer Änderung des Potentials entspricht.

Der Optimierungsalgorithmus basiert dabei auf Jaumann, (2018) und verwendet den Levenberg-Marquardt-Algorithmus und das Simulated-Annealing-Schema wie es in Abschnitt 2.5 beschrieben wurde.

Mit diesem Kapitel werden die folgenden Aspekte untersucht:

- Eignen sich GPR-Messungen von Infiltrationsprozessen für die Bestimmung von Bodeneigenschaften durch eine inverse Modellierung?
- Gibt es eine Abhängigkeit der Ergebnisse bei gleichem Material vom Ort oder der Art der Dynamik die in den zugrundeliegenden Daten enthalten ist?
- Ist eine allgemeingültige Beschreibung der hydraulischen Bodeneigenschaften erreichbar?

5.1 Datensätze der Inversionsrechnung

In Kapitel 4.2 wurde detailliert der Ablauf und die resultierenden Messdaten der experimentellen Studie, die dieser Arbeit zu Grunde liegt, beschrieben. Für die Bestimmung der Bodeneigenschaften anhand dieser Experimente wird die Hydraulik des Bodens und die Ausbreitung der Radarwellen in einem eindimensionalen Bodensegment von der Oberfläche der ASSESS-Site bis zum Betonboden repräsentiert und die Messdaten entsprechend auf eine eindimensionale Darstellung reduziert. Dafür wird aus Common-Offset-Radargrammen jeweils die mittig zum Infiltrationsgebiet gemessene Trace genutzt. Im Zeitverlauf entsprechen diese Traces dem Radargramm einer statischen GPR-Messung.

Die eindimensionale Darstellung wurde gewählt, um die Rechenzeit des Modells zu reduzieren. Dabei muss in Kauf genommen werden, dass die Gültigkeit des Modells auf 1D Effekte beschränkt wird. Insbesondere lateraler Fluss wird so nicht repräsentiert. Zusätzliche Vereinfachungen des Modells sind die Annahme von homogenen Bodenschichten mit scharfen Rändern und die Beschränkung der hydraulischen Prozesse auf den Gültigkeitsbereich der Richards-Gleichung.

Aus der Gesamtheit aller Messungen, die während der experimentellen Studie durchgeführt wurden, wurden sechs Datensätze ausgewählt, anhand derer mit Hilfe einer Inversionsrechnung Bodeneigenschaften bestimmt werden sollen. Sie repräsentieren jeweils das Infiltrationsexperiment bei 13 m, das Infiltrationsexperiment bei 15 m, die Fluktuation des Wasserspiegels bei 13 m und die Fluktuation des Wasserspiegels bei 15 m. Außerdem wurden zusätzlich noch zwei Datensätze erstellt, die das gesamte Experiment inklusive Infiltration und fluktuierendem Wasserspiegel bei 13 m und bei 15 m beinhalten. Damit soll die Relevanz der im Datensatz enthaltenen Dynamik für das Inversionsergebnis untersucht werden. Insbesondere ist von Interesse, ob das Ergebnis auf Basis von Infiltrationsdaten auch die Fluktuation des Wasserspiegels korrekt beschreiben kann und umgekehrt, oder ob die zu beschreibende Dynamik im Inversionsdatensatz enthalten sein muss.

Jeder der sechs Datensätze wurde für die Bestimmung der Bodeneigenschaften soweit reduziert, dass die Radargramme, mit denen gerechnet wird, klar erkennbare, durch Simulation reproduzierbare und möglichst nicht miteinander interferierende Signale enthalten. Insbesondere das Überschreiten der Infiltrationsfront oder des Kapillarsaums einer Schichtgrenze erzeugt im 1D-Radargramm sich kreuzende Signale, die eine fehlerhafte Zuordnung mit Signalen in Simulationsdaten zur Folge haben können.

Auch die Reflexionen an Bodenheterogenitäten, wie sie beispielsweise nach den kurzen Infiltrationsevents im zweiten Infiltrationsexperiment auftreten, erzeugen im statischen Radargramm ein schwer zu reproduzierendes Signal. Die Zeitpunkte, an denen solche Signale auftreten, wurden daher für die Inversion nicht berücksichtigt.

Die Randbedingung, die für die Simulation der Datensätze verwendet wurde, beinhaltet unabhängig von den berücksichtigten Signalen, die gesamte Dynamik, die zwischen der ersten und letzten Trace im Radargramm stattgefunden hat. Dies beinhaltet für die Infiltrationsexperimente alle an der jeweiligen Position stattgefundenen Infiltrationsevents. Für die Experimente mit fluktuierendem Wasserspiegel bei 13 m beinhaltet die Randbedingung die hydraulische Dynamik vom Zeitpunkt der Initialmessung bis Ende des Absenkvorgangs des Wasserspiegels. Die

Randbedingung des Datensatzes mit fluktuierendem Wasserspiegel bei 15 m beinhaltet zusätzlich noch die Dynamik des Infiltrationsexperiments an dieser Stelle. Diese findet zeitlich zwischen der Initialmessung und dem Anheben des Wasserspiegels statt und bestimmt dadurch den Zustand vor Beginn des Wasserspiegelanstiegs. Für die kombinierten Datensätze wurde die gesamte Dynamik von der Initialmessung vor Beginn der Infiltration bis zum Ende des Absenkens des Wasserspiegels einbezogen. In der Zeit zwischen Infiltration und Beginn der Wasserspiegelfluktuations wurde dabei eine konstante Randbedingung mit $\text{Fluss}=0 \text{ m/s}$ an allen Rändern angenommen.

In Abbildung 5.1 werden die sechs Datensätze gezeigt, die als Basis für Bestimmung der hydraulischen Bodeneigenschaften dienen.

Für das Infiltrationsexperiment bei 13 m wurden insgesamt 32 Traces ausgewählt. Davon repräsentieren 4 Traces den trockenen Anfangszustand. Von der Dynamik des ersten Infiltrationsevents dieses Experiments wurden 5 Traces ausgewählt, die repräsentieren, wie die Infiltrationsfront (IFR) auf die erste Schichtgrenze (SR1) zuläuft. Die restlichen Traces zeigen, wie nach dem zweiten Infiltrationsevent die Infiltrationsfront die erste Schichtgrenze kreuzt, woraufhin die Laufzeit der Reflexion dieser Schichtgrenze abnimmt während der Wassergehalt kleiner wird. Die letzten 3 Traces des Datensatzes repräsentieren, wie die Laufzeiten der zweiten Schichtreflexion (SR2) abnehmen, nachdem die Infiltrationsfront den Kapillarsaum erreicht hat.

Die Reflexion des Kapillarsaums selbst wurde für die Rechnung nicht genutzt, da diese stark von der expliziten Form der Bodenwassercharakteristik und des Radarwavelets abhängt und daher nicht zuverlässig im simulierten Radargramm reproduziert werden konnte.

Als Datensatz für das zweite Infiltrationsexperiment bei 15 m wurden 4 Traces ausgewählt, die den Initialzustand repräsentieren. Außerdem wurden Messungen nach Ende des vierten Infiltrationsevents ausgewählt, die zeigen, wie die Infiltrationsfront (IFR) die erste Schichtgrenze passiert.

Die Messungen während der anderen Infiltrationsevents dieses Experiments wurden für diesen Datensatz verworfen, da die Signale stark von der Bodenheterogenität beeinflusst sind. Dies kann nur schwer explizit in der Simulation und insbesondere im verwendeten eindimensionalen Radargramm reproduziert werden.

Die Randbedingung, die für die Simulation dieses Datensatzes verwendet wird, enthält dennoch alle vier Infiltrationsevents bei 15 m um den hydraulischen Zustand vor Beginn des vierten Infiltrationsevents, dessen Dynamik im Datensatz enthalten ist, realistisch angeben zu können. Die Dynamik dieser Infiltrationsevents kann somit, obwohl die Messungen nicht berücksichtigt werden werden, einen Einfluss auf das Inversionsergebnis haben.

Informationen über die hydraulischen Bodeneigenschaften sind in diesen beiden Radargrammen der Infiltrationsexperimente in dem Laufzeitsprung der Schichtreflexionen nach jedem Infiltrationsevent enthalten, außerdem in der Propagationsgeschwindigkeit der Infiltrationsfront und dem Relaxationsprozess der ersten Schichtgrenze nach Kreuzung der Front.

Die Inversionsdatensätze der Fluktuation des Wasserspiegels enthalten für beide Positionen eine Trace, die den Initialzustand repräsentiert und danach jeweils Messungen während des Anstiegs und Absenkens des Wasserspiegels.

Die Radargramme zeigen dabei die Variation der Laufzeit der zweiten Schichtreflexion (SR2)

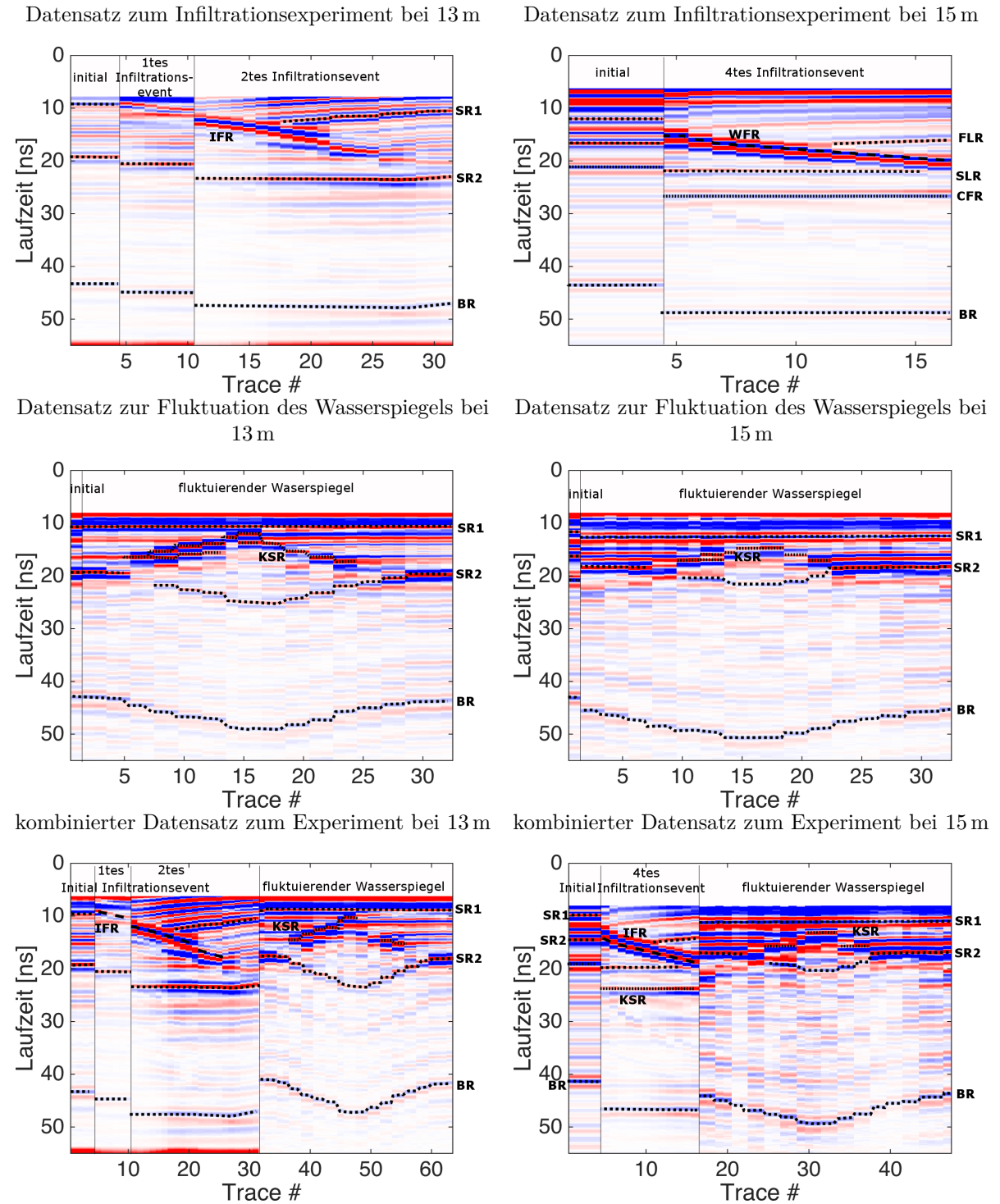


Abbildung 5.1: Datensätze, die als Basis für die Bestimmung der Bodeneigenschaften dienen. Sie bestehen aus statischen Messungen an zwei Positionen während der Infiltrationsexperimente (oben), während der Fluktuation des Wasserspiegels (Mitte) und während des gesamten Experimentzeitraums (unten). In den Radargrammen sind die Signale der Schichtreflexionen (FLR und SR2), der Bodenreflexion (BR), der Reflexion an der Infiltrationsfront (IFR) und am Kapillarsaum (KSR) markiert. Die Reihenfolge der gezeigten Traces entspricht dem zeitlichen Verlauf der Messung. Der zeitliche Abstand zwischen der Messung der Traces variiert.

und der Bodenreflexion (BR) entsprechend des Bodenwassergehalts. Außerdem repräsentiert die Kapillarsaumsreflexion (KSR) die variierende Höhe des Wasserspiegels.

Die Verdopplung des Kapillarsaumsignals während des Anstiegs des Wasserspiegels (siehe 4.2) ist insbesondere für die Messungen bei 13 m auch in der eindimensionalen Darstellung gut zu erkennen. Die Schichtgrenzen bei 15 m liegen durch die schräge Struktur an dieser Position näher aneinander (siehe Abbildung 4.1). Im Radargramm hat das einen geringeren Laufzeitunterschied zwischen den Schichtreflexionen und der Kapillarsaumsreflexion zur Folge.

In den Messungen an beiden Positionen wird die Laufzeit der ersten Schichtreflexion (SR1) von der Variation des Wasserspiegels nicht beeinflusst.

Die hydraulischen Eigenschaften des Bodens werden in den Radargrammen zur Fluktuation des Wasserspiegels vor allem durch die Variation der Laufzeiten der Schichtreflexionen repräsentiert. Auch der explizite Kreuzungspunkt von Kapillarsaumsreflexion und zweiter Schichtreflexion ist sensitiv von den Bodeneigenschaften abhängig.

Zusätzlich wurden zwei Datensätze erstellt, die für beide Positionen jeweils das Radargramm zum Infiltrationsexperiment und zur Variation der Wasserspiegelhöhe kombinieren. Die Initialmessung der Fluktuation des Wasserspiegels bei 15 m entspricht der Initialmessung des Infiltrationsdatensatzes an dieser Position und wurde daher nicht doppelt im kombinierten Datensatz verwendet.

Die kombinierten Datensätze enthalten die selben Informationen über die hydraulischen Prozesse wie die einzelnen Datensätze. Zusätzlich jedoch ist in dem Laufzeitsprung der Schichtreflexionen zwischen Ende des Infiltrationsexperiments und Beginn der Messungen über fluktuierendem Wasserspiegel Information über den Relaxationsprozess des Infiltrationsexperiments enthalten.

5.2 Inversionsrechnung

Im Rahmen dieser Arbeit wurde als Optimierungsproblem numerisch die Differenz zwischen simulierten und gemessenen Radardaten minimiert. Die Radardaten sind dabei die sechs zuvor vorgestellten Datensätze, die eindimensionalen Messungen verschiedener hydraulischer Prozesse entsprechen.

Für den Vergleich von Simulationsergebnis mit Messdaten wurde ein Signal-Assoziierungsalgorithmus von Jaumann, (2018) verwendet. Er basiert auf einer paarweisen Zuordnung gefundener Extremstellen im simulierten Radargramm mit markierten Signalen im Messradargramm.

Konkret findet auf den gemessenen Daten zunächst eine Datenbearbeitung statt: Der zeitliche Offset wird korrigiert, ein Tiefpass-Dewow Filter reduziert Rauschen, das Signal der direkten Welle wird entfernt und die Amplitude der Daten werden normiert. Danach werden klar trennbare und reproduzierbare Signale im Messradargramm manuell markiert. Im simulierten Radargramm werden die Signale als Extremstellen der Amplitude detektiert. Dabei wird die Amplitude quadratisch mit der Laufzeit verstärkt um den Amplitudenabfall durch Ausbreitung der Strahlung auszugleichen.

Die Zuordnung von Signalen in Messung und Simulation erfolgt dann einzeln für jeden Messzeitpunkt durch Minimierung des Gesamtlaufzeitunterschieds aller Signale. Die zeitliche

Reihenfolge der Signale und das Amplitudenvorzeichen wird dabei beibehalten.

Als Residuum für die Optimierungsrechnung wurde die Laufzeitdifferenz der Signale im gesamten Radargramm verwendet. Amplitudenwerte wurden nicht verwendet, weil die simulierte Amplitudenfunktion nicht exakt der realen Antennencharakteristik entspricht.

Um einen besseren Vergleich mit der Größe der Signallaufzeiten zu ermöglichen, werden im Folgenden Residuumswerte immer als mittleres Residuum pro zugeordnetem Signal angegeben.

Zur Minimierung des Residuums wurden das randomisierte Optimierungsverfahren Simulated Annealing und der Algorithmus nach Levenberg-Marquardt kombiniert. Zunächst wurden für alle Datensätze 1000 Iterationen des Simulated Annealing berechnet. Dieser Algorithmus (siehe auch Abschnitt 2.5) sucht mit einem Zufallsalgorithmus in einem vorgegebenen Umkreis zum aktuellen Parametersatz nach Parametern, die das Residuum verkleinern. Der Radius des Suchumkreises wurde auf 10% des gesamten Wertebereichs der Parameter festgelegt.

Bei dieser Suche werden hin und wieder auch Parameter mit größerem Residuum akzeptiert. Die Wahrscheinlichkeit für die Akzeptanz eines größeren Residuums nimmt entsprechend einer vorgegebenen Abkühlungsfunktion mit jeder Iteration ab. Dadurch können lokale Minima wieder verlassen werden um näher an das globale Minimum zu gelangen.

Um den starken Einfluss der gewählten Abkühlungsfunktion zu reduzieren, wurden zwei Rechnungen mit unterschiedlichen Funktionen gegeneinander verglichen. In der einen Rechnung wurde eine exponentielle Abkühlungsfunktion gewählt, bei der nach etwa 30 Iterationen die Wahrscheinlichkeit Parameter mit größerem Residuum zu akzeptieren nahezu gegen 0 geht. Als Vergleich wurde die Rechnung mit einer linearen Abkühlungsfunktion durchgeführt, bei der erst nach etwa 800 Iterationen keine Parameter mehr mit größerem Residuum akzeptiert werden.

Die Wahrscheinlichkeit schlechtere Parameter zu akzeptieren ist dabei jedoch zusätzlich von der Größe der Verschlechterung im Residuum abhängig, sodass sehr kleine Verschlechterungen auch bei späteren Iterationen mit höherer Wahrscheinlichkeit akzeptiert werden (siehe dazu auch Abbildung 5.4).

Ausgehend vom Parametersatz mit minimalen Residuum, der vom Simulated Annealing gefunden wurde, wird die Rechnung des Levenberg-Marquardt Algorithmus gestartet. Dieser ist gradientenbasiert und soll den Parametersatz finden, der dem nächstliegenden Minimum des Residuums entspricht. Dabei wird die Rechnung abgebrochen, wenn das berechnete Residuum zum letzten gefundenen Parametersatz kleiner als ein vorgegebener Minimalwert ist oder wenn die Verbesserung des Residuums einen Minimalwert erreicht. Das zweite Abbruchkriterium betrachtet somit die Steigung der Residuumslandschaft. Daher ist es möglich, dass das Ergebnis der Rechnung einem Punkt auf einer Ebene in der Residuumslandschaft statt einem Minimum entspricht.

Das Ergebnis wird als resultierender Parametersatz dieser Inversionsrechnung betrachtet. Trotzdem kann man aufgrund des hochdimensionalen Optimierungsproblems mit vielen lokalen Minima davon ausgehen, dass dies nicht sicher dem globalen Minimum des Optimierungsproblems entspricht.

Die gesamte Inversionsrechnung wird für alle sechs Datensätze ausgehend von einem Ensemble von vier verschiedenen Startparametersätzen berechnet. Dadurch soll der Einfluss des Startpunkts auf das Ergebnis verringert werden. Die Startparameter stammen dabei aus

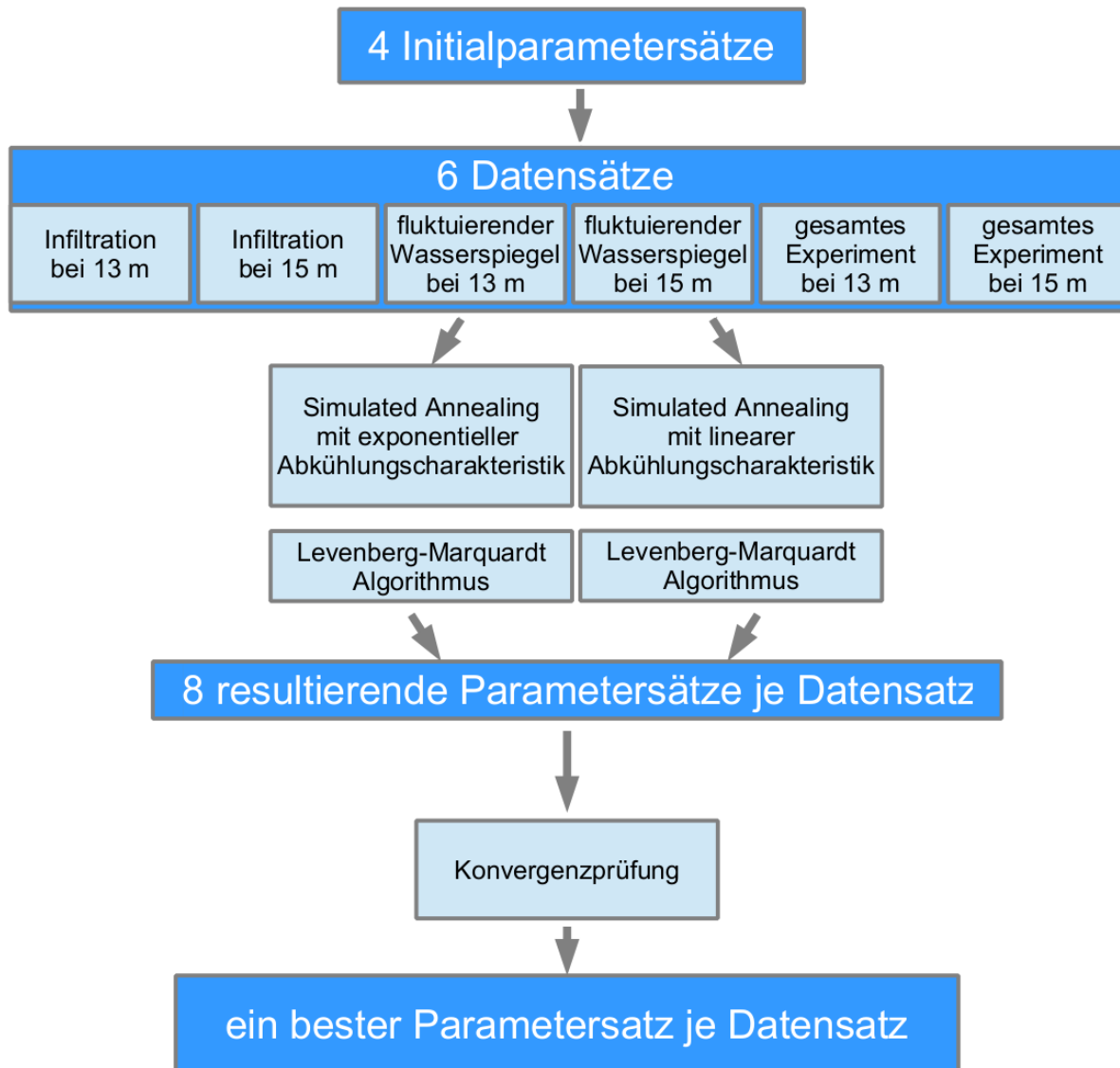


Abbildung 5.2: Schematische Darstellung von Berechnung und Bewertung der Ergebnisse der Inversionsrechnung.

Inversionsrechnungen früherer Arbeiten am selben Versuchsaufbau, insbesondere Jaumann und Roth, 2017, Jaumann und Roth, 2018 und Jaumann, 2018.

Durch die Verwendung zweier verschiedener Abkühlungsfunktionen im Simulated Annealing ergeben sich daraus je Datensatz 8 resultierende Parametersätze (siehe Abbildung 5.2). Für jeden Datensatz wird aus diesen 8 Parametersätzen jeweils der mit dem kleinsten Residuum als bester Parametersatz bezeichnet und als Ergebnis der Inversion festgelegt.

Analyse des Inversionsergebnisses auf globale Konvergenz

Im Rahmen der Inversionsrechnung wurden für drei Materialien jeweils 6 Parameter geschätzt. Der 18-dimensionale Parameterraum wurde in seiner Größe auf einen physikalisch für Sand sinnvollen Wertebereich der einzelnen Parameter eingeschränkt. Dennoch ist die Anzahl lokaler Minima jenseits des globalen Minimums enorm. Daher ist es notwendig einerseits Indizien für die Konvergenz der Rechnung zu überprüfen und andererseits mit der Möglichkeit nicht erfolgter globaler Konvergenz umzugehen.

Die Konvergenz des Inversionsergebnisses wurde in zweierlei Hinsicht getestet. Zum Einen wurde der Levenberg-Marquardt-Algorithmus mit verschiedenen Genauigkeiten vom gefundenen Punkt im Parameterraum gestartet und das Ergebnis verglichen. So soll sicher gestellt werden, dass die Position des gefundenen Minimums genau bestimmt ist.

Als zweites wurde der gesamte Parameterraum einem groben Scan auf kleinere Minima unterzogen. Dafür wurde an 100 zufällig gewählten Punkte im Parameterraum das Residuum verglichen. Alle Parameter wurden dabei im Rahmen des vorgegebenen Wertebereichs unabhängig variiert.

Die Anzahl der gescannten Punkte ist für den hochdimensionalen Parameterraum klein. Eine deutlich größere Anzahl ist jedoch aufgrund der langen Rechenzeit des Vorwärtsmodells nicht möglich. So beträgt die Rechenzeit je nach Datensatz je Punkt etwa 30 Minuten, kann für Punkte weit weg vom globalen Minimum aber auch bis zu 4 Stunden betragen.

Beide Tests sind für die im folgenden gezeigten besten Parametersätze je Datensatz, die das Inversionsergebnis darstellen, erfolgreich. Das heißt die gefundenen Parameter entsprechen der exakten Position eines Minimums im Parameterraum, und es gibt keinen Bereich kleinerer Residuen, der mit einem groben Scan gefunden werden kann.

Zur Abschätzung der Topographie des Parameterraums wurde der Abstand aller gefundenen Minima zueinander berechnet (Abbildung 5.3). Dort wurde der Abstand des besten gefundenen Parametersatzes zu allen anderen gefundenen Minima im Parameterraum gegen das Residuum dieser Minima aufgezeichnet. Einzig für den Datensatz der Infiltration bei 13 m ist ein leichter Zusammenhang von Abstand und Residuumsgröße sichtbar. Für alle anderen Datensätze scheinen viele gleichwertige Minima im Parameterraum verteilt zu sein. Für die Datensätze der Infiltration bei 15 m und dem kombinierten Experiment bei 15 m sind in größerem Abstand auch Minima mit kleinerem Residuum zu sehen. Diese stammen aus Inversionen anderer Datensätze und wurden bei der Bestimmung des besten Parametersatzes nicht berücksichtigt, zeigen aber deutlich, dass hier das globale Minimum nicht gefunden wurde.

Die gleichmäßige Verteilung vieler Minima über den gesamten Parameterraum erklärt, warum ein grober Scan nicht ausreicht, um das globale Minimum zu finden. Solch ein Scan ist nur

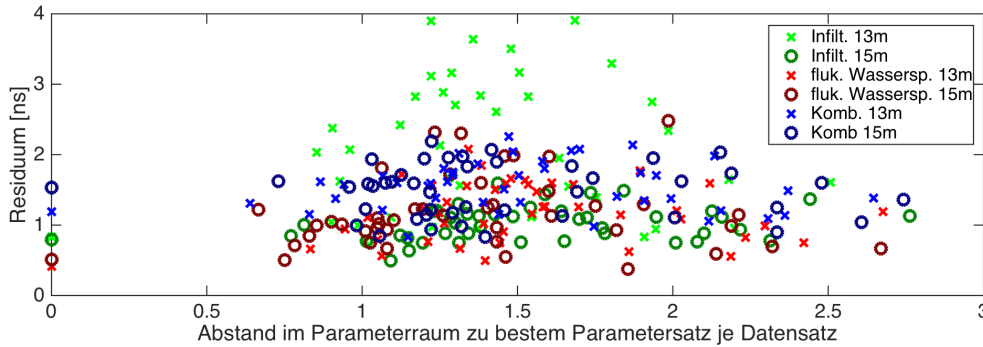


Abbildung 5.3: Residuum aller gefundenen Minima aufgetragen zum normiertem Abstand der Minima im Parameterraum zum besten Parametersatz je Datensatz. Der maximal mögliche Abstand im 18-dimensionalen Parameterraum beträgt $A_{\max} = \sqrt{18} = 4.24$. Der Vergleich von Abstand und Residuum erfolgt hier für alle 48 im Rahmen der Inversionsrechnung gefundenen Parametersätze. Für die Bestimmung des besten Parametersatzes wurden je Datensatz nur jene 8 Parametersätze einbezogen werden, die unter Verwendung des selben Datensatzes bestimmt wurden. Daher tritt bei einigen Datensätzen ein kleineres Residuum als das des besten Datensatzes auf.

dann erfolgversprechend, wenn die Topographie des Parameterraums ein einzelnes Minimum mit großem Einzugsgebiet enthält. Dies ist für das hier betrachtete Optimierungsproblem offensichtlich nicht der Fall.

Das im Folgenden gezeigte Inversionsergebnis ist mit einer Unsicherheit behaftet, die dem Abstand der gefundenen Minima zum globalen Minimum entspricht. Diese Unsicherheit könnte bei Verwendung anderer Optimierungsmethoden oder hochaufgelöster Scans des Parameterraums mit größeren Rechenressourcen verringert werden.

Topographie des Parameterraums

Die Form des Parameterraums hat fundamentalen Einfluss auf die Erfolgswahrscheinlichkeit mit einem spezifischen Algorithmus das globale Minimum zu finden. Anhand synthetischer Daten wurde daher ein Residuums-Scan einer Ebene im Parameterraum durchgeführt.

Dafür wurden zwei der 18 Parameter systematisch variiert, während die anderen Parameter den Wert der synthetischen Wahrheit haben. Als Dynamik wurde die Randbedingung des Datensatzes der Infiltration bei 15 m gewählt. Die Ergebnisse der inversen Modellierung der Messdaten dieses Datensatzes haben eine große Unsicherheit. Aus der Analyse der Residuumslandschaft lässt sich daher auf die Schwierigkeiten bei der Suche nach dem globalen Minimum schließen. Die Verwendung von synthetischen Daten gegenüber Messdaten hat dabei den Vorteil den Einfluss möglicher Modellfehler ausschließen zu können und die exakte Position des globalen Minimums, das der synthetischen Wahrheit entspricht, zu kennen.

In dieser Arbeit wurden während der inversen Modellierung die Algorithmen des Simulated Annealing und des Levenberg-Marquardt kombiniert. Die Idee dabei ist, dass das Simulated

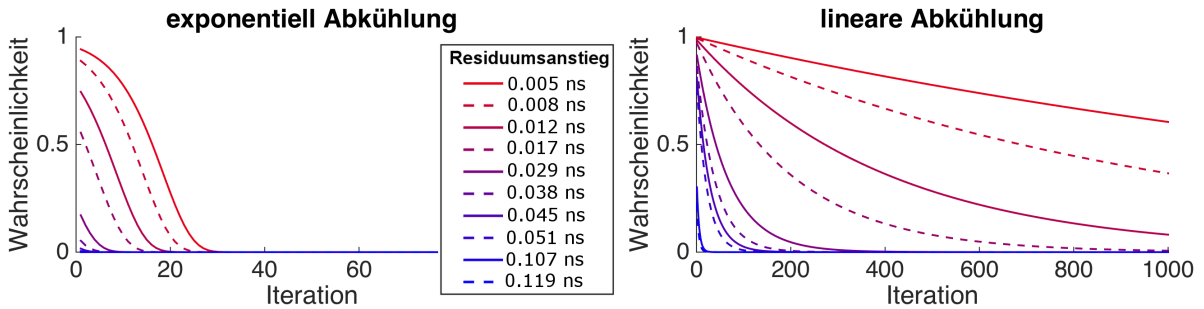


Abbildung 5.4: Entwicklung der Wahrscheinlichkeit im Rahmen des Simulated Annealing Residuumsanstiege verschiedener Größen zu überwinden. Der Residuumsanstieg ist dabei angegeben als mittlere Laufzeitdifferenz je zugeordnetem Signal im Radargramm. Gezeigt ist die Entwicklung der Wahrscheinlichkeit für eine exponentielle Abkühlungsfunktion bei der die Temperatur entsprechend $T = 0.05 \cdot T_0 \cdot 0.85^k$ mit jeder Iteration k abnimmt und für eine lineare Abkühlungsfunktion $T = \frac{T_0}{1+0.2k}$.

Annealing eher in der Lage ist, lokale Minima zu überwinden. Dadurch soll die grobe Position des globalen Minimums bestimmt werden, während der Algorithmus nach Levenberg-Marquardt dann durch seinen gradientenbasierten Ansatz die Position des Minimums mit hoher Genauigkeit angeben kann.

Die Effektivität dieses Ansatzes ist jedoch stark davon abhängig Residuumsanstiege welcher Größe im Simulated Annealing überwunden werden können. Diese Größe entspricht der Tiefe der lokalen Minima, welche verlassen werden können.

Abbildung 5.4 zeigt die Entwicklung der Wahrscheinlichkeit Residuumsanstiege verschiedener Größe zu überwinden für beide in dieser Arbeit verwendeten Abkühlungsfunktionen. Die Größe des Residuumsanstieg wurde dabei als mittlere Laufzeitdifferenz je im simulierten und gemessenen Radargramm zugeordneten Signal angegeben. Diese Größe ist abhängig von der Anzahl der zugeordneten Signale, weshalb hier ein typischer Wert für den Datensatz der Infiltration bei 15 m verwendet wurde.

Für beide Abkühlungsfunktionen können Residuumsanstiege von 0.107 ns und größer mit nur sehr geringer Wahrscheinlichkeit überwunden werden. Ein Anstieg von 0.051 ns kann für die lineare Abkühlungsfunktion in den ersten 100 Iterationen überwunden werden.

Abbildung 5.5 zeigt die Topographie der Residuumslandschaft für Variation der Parameter λ und K_0 für Material B entsprechend dem Vergleich mit synthetischen Daten der Infiltration bei 15 m. Die Landschaft besteht dabei aus zwei größeren Bereichen mit kleinem Residuum und einer komplizierten Topographie mit größerem Residuum dazwischen.

Konturlinien geben Residuumsdifferenzen an, die während des Simulated Annealing nur abwärts überwunden werden können. Ein lokales Minimum kann also nur dann verlassen werden, wenn es einen Weg gibt, der keine Überwindung einer eingezeichneten Konturlinie hin zu größeren Residuen beinhaltet.

Abbildung 5.5 a) zeigt die Residuumslandschaft berechnet mit der Signaldetektion, die auch für die Inversionsrechnung der Messdaten verwendet wurde. Hier befinden sich viele lokale Minima

insbesondere im Bereich mit größerem Residuum für $2.4 < \lambda < 3.2$. Während der Berechnung des Simulated Annealing besteht für einen Großteil dieser Minima keine Möglichkeit verlassen zu werden.

Selbst bei einer anders gewählten Abkühlungsfunktion, die größere Residuumsanstiege zulässt, ist die Wahrscheinlichkeit groß, dass die Berechnung des Algorithmus im Bereich kleiner Residuen mit $\lambda > 3.4$ in großem Abstand vom globalen Minimum endet.

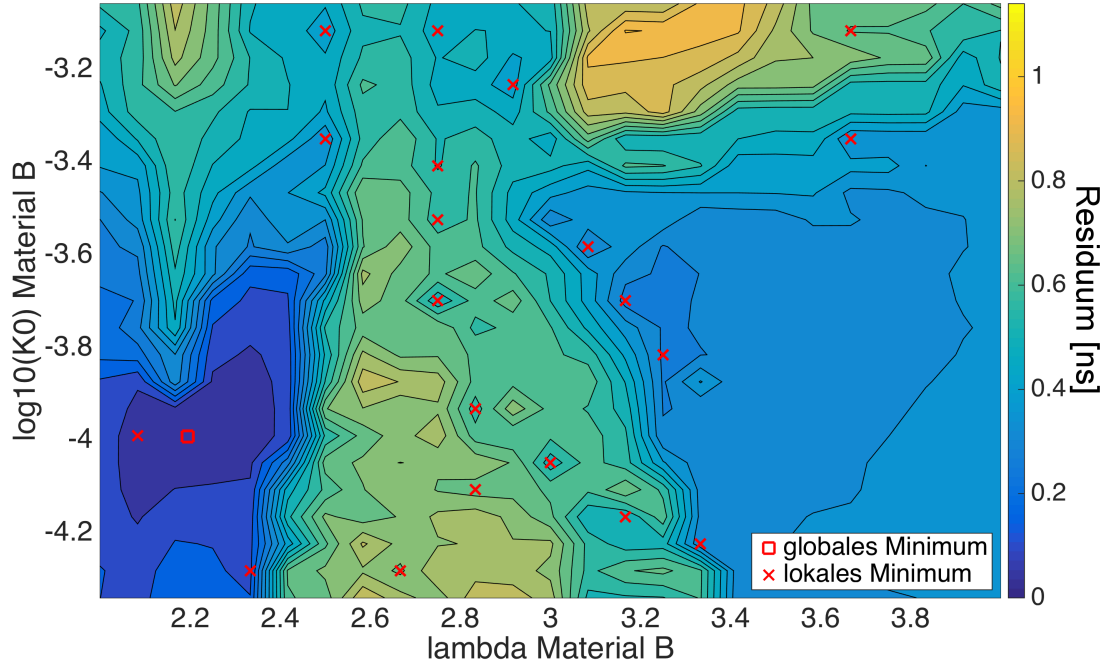
Zusätzlich kann an dem synthetischen Scan gezeigt werden, dass die Form der Residuenlandschaft fundamental vom Algorithmus, der Simulation und Messdaten vergleicht und das Residuum berechnet, abhängt.

In dieser Arbeit wurde zur Bestimmung des Residuums ein Algorithmus verwendet, der manuell ausgewählte Signale im Messradargramm mit automatisch detektierten Signalen im Simulationsradargramm assoziiert und daraus einen mittleren Laufzeitunterschied der Signale berechnet. In Abbildung 5.5 b) wurde im Vergleich zu a) der Detektionsalgorithmus so modifiziert, dass auch Signale mit kleinerer Amplitude berücksichtigt werden. Dadurch werden insgesamt mehr Signale im Simulationsradargramm gefunden. Darunter sind allerdings auch Signale, die durch Mehrfachreflexionen entstehen oder Artefakte der Simulationsauflösung sind und prinzipiell nicht in die Berechnung des Residuums einbezogen werden sollten.

Die Topographie der Residuumslandschaft ändert sich dadurch deutlich. Insgesamt existieren weniger lokale Minima und diese können leichter verlassen werden, weil die Landschaft weniger starke Residuumsgradienten enthält. Das Residuum im Bereich für $2.4 < \lambda < 3.2$ wird größer, weshalb die Überwindung dieses Maximums unwahrscheinlicher ist.

Der Grund für den Residuumsanstieg bei im Bereich für $2.4 < \lambda < 3.2$ bei beiden Residuenlandschaften in Abbildung 5.5 sind fehlerhafte Zuordnungen der Signale bei der Berechnung des Residuums (siehe Abbildung 5.6). Die Größe des Parameters λ verursacht hier einen geringen Permittivitätsunterschied an der zweiten Schichtgrenze, weshalb die Amplitude der Reflexion an dieser Grenze im simulierten Radargramm klein ist. Daher entstehen fälschlicherweise Zuordnungen der gemessenen Signale der zweiten Schichtreflexion mit simulierten Signalen der ersten Schichtreflexion und des Wasserspiegels. Diese erhöhen das berechnete Residuum signifikant. Solche Fehlzuordnungen sind eine Schwäche des Algorithmus der Residuumsberechnung und entstehen gerade immer dann, wenn die mehrere Signale mit ähnlicher Laufzeit betrachtet werden, so beispielsweise auch bei der Propagation der Infiltrationsfront über eine Schichtgrenze hinweg. Die Form der hier gezeigten Residuumslandschaft ist daher nicht allgemein Gültig, sondern vom Algorithmus der Residuumsberechnung abhängig.

a) Standard Signaldetektion



b) Modifizierte Signaldetektion

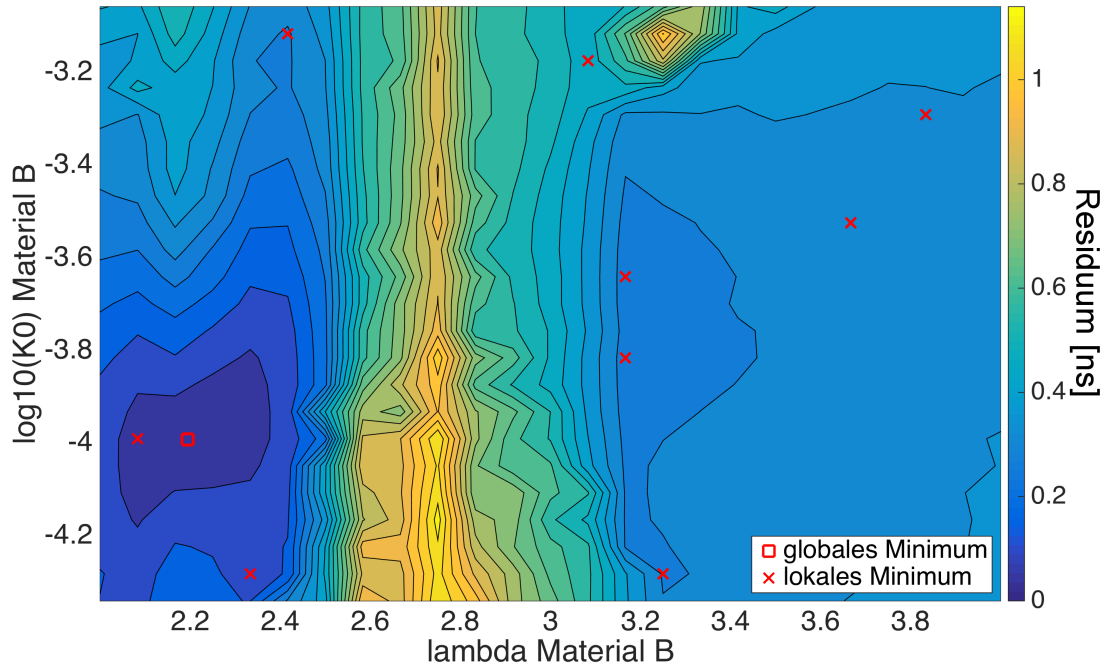


Abbildung 5.5: Residuumslandschaft der Parameter λ und K_0 für Material B auf Basis synthetischer Daten. Konturlinien im Abstand von $\langle \Delta t \rangle = 0.051$ ns geben die Größe der Residuumsänderung an, die durch das Simulated Annealing nicht oder nur nur in den ersten 100 Iterationen überwunden werden kann (siehe Abbildung 5.4). Rote Kreuze markieren lokale Minima der Landschaft, ein rotes Quadrat die Position des globalen Minimums.

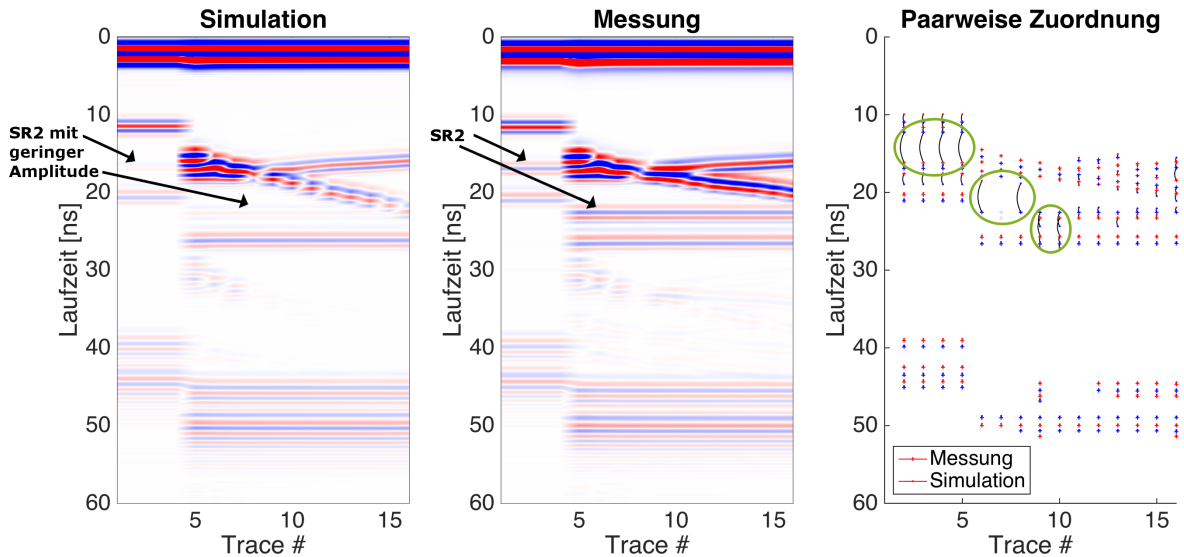


Abbildung 5.6: Beispiel für fehlerhafte Zuordnung von Signalen in Simulation und Radargramm. Hier wird durch die geringe Amplitude der zweiten Schichtreflexion (SR2) in der Simulation dieses Signal bei der Zuordnung ignoriert, wodurch stattdessen fälschlicherweise Zuordnungen (grüne Markierungen) mit der ersten Schichtreflexion oder der Kapillarsaumsreflexion stattfinden. Dies erhöht das berechnete Residuum signifikant.

Der Einfluss des Algorithmus der Residuumsberechnung auf die Topographie des Parameter-raums erschwert die Suche nach dem globalen Minimum. Die Entwicklung einer Methode, die stabil simulierte und gemessene Radardaten vergleichen kann ist daher ein notwendiger Schritt zur Verbesserung der inversen Modellierung. Dabei muss der Algorithmus insbesondere auch mit der Variation der Amplitude der Reflexionssignale durch Einfluss der hydraulischen Parameter umgehen können.

Weiterhin kann eine detaillierte Analyse der Topographie des Parameterraums bei der Wahl eines geeigneten Inversionsalgorithmus helfen. Dabei muss der Algorithmus insbesondere mit der Ausdehnung und Tiefe lokaler Minima umgehen können. Eine Beschränkung des Parameterraums auf einen kleineren Wertebereich der Parameter kann ebenfalls hilfreich sein.

5.3 Inversionsergebnis

Darstellung der Datensätze durch Modell und Parameter

Im Folgenden wird das Ergebnis der Inversionsrechnung anhand des Vergleichs von simulierten und gemessenen Datensätzen vorgestellt. So kann die Genauigkeit des Ergebnisses insgesamt bewertet werden und zusätzlich einzelne fehlerhaft repräsentierte Prozesse identifiziert werden. Als Maß für die Genauigkeit des Ergebnisses wird dabei die Größe des Laufzeitunterschieds zugeordneter Signale in Messung und Simulation verwendet. Die als Inversionsergebnis verwen-

deten Parametersätze finden sich in Tabelle 5.1, 5.2 und 5.3.

Eine Abweichung zwischen simulierten und gemessenen Daten kann sowohl durch fehlerhafte Parameter als auch Modellfehler entstehen. So wurde in Abschnitt 5.2 eine möglicherweise nichterfolgte globale Konvergenz im Parameterraum diskutiert. Dementsprechend ist es möglich, dass ein anderer Parametersatz im globalen Minimum die Abweichungen weiter reduziert. Zusätzlich entstehen jedoch immer auch Abweichungen durch die Annahmen des verwendeten Modells. So kann die 1D Darstellung der hydraulischen und elektromagnetischen Prozesse zu einer signifikanten Abweichung vom realen Prozess führen. Im verwendeten Modell wurde jegliche Bodenvariabilität innerhalb der Materialschichten ignoriert. Diese erzeugt jedoch in den Messdaten deutlich sichtbare Signale und Interferenzen. Zusätzlich beschränkt sich die Gültigkeit des hydraulischen Modells auf den Gültigkeitsbereich der Richards-Gleichung und damit insbesondere auf Prozesse im ungesättigten Boden. Die Parametrisierung von Bodenwassercharakteristik und hydraulischer Leitfähigkeitsfunktion sind heuristische Modelle, deren Gültigkeit für verschiedene Böden variiert. Weitere Fehlerquellen beim Vergleich von Simulation und Messung sind die Randbedingung, der Initialzustand und ein möglicher Mess-Bias der Radardaten. Auch bei vorhandenen Messfehlern liefert die Inversion Parameter, die ein das dann falsche Modell an die Realität anpassen. Dies ist eine allgemeine Schwäche von Inversionsverfahren. Die Übertragbarkeit der Parameter auf andere Prozesse ist dann aber stark eingeschränkt.

Die Abbildungen 5.7 und 5.8 zeigen den Vergleich simulierter und gemessener Radardaten für beide Infiltrationsexperimente. Für beide sind die mittleren Laufzeitunterschiede der Signale im Rahmen der hier erreichten Genauigkeit gering.

Für den Datensatz des Infiltrationsexperiments bei 13 m werden die Laufzeiten der Schichtgrenzreflexionen mit sehr hoher Genauigkeit durch die Simulation reproduziert. Einzig die Propagation der Infiltrationsfront nach dem ersten Infiltrationsevent (Trace 5-10) unterscheiden sich in Simulation und Experiment signifikant. Dies deutet auf eine zu groß geschätzte hydraulische Leitfähigkeit in der obersten Materialschicht hin. Das Signal der Front nach dem zweiten Infiltrationsevent wird hingegen gut reproduziert.

Aufgrund der geringen Unterschiede zwischen Messung und Simulation in großen Teilen dieses Datensatzes, werden die geschätzten Materialparameter als wenig fehlerbehaftet angesehen.

Für den Datensatz des Infiltrationsexperiments bei 15 m sind die größten Abweichungen für die Laufzeit der Bodenreflexion nach dem Infiltrationsevent zu beobachten (Trace 5-16).

Gleichzeitig treten hier Fehler in der Zuordnung der Signale auf, die das Residuum fälschlicherweise vergrößern. So entstehen im Bereich der simulierten Bodenreflexion durch die begrenzte räumliche Auflösung des Modells viele zusätzliche Reflexionssignale, die teilweise dem Signal der Bodenreflexion in der Messung zugeordnet werden. Ähnliche Fehler treten auf, wenn die Infiltrationsfront die erste Schichtgrenze passiert. Auch dort sind durch den geringen Laufzeitunterschied der Signale von Infiltrationsfront, Schichtgrenze und Wasserspiegel einige Zuordnungen fehlerhaft. Solche fehlerhaften Zuordnungen treten auch während der Inversionsrechnung und der damit verbundenen automatisierten Berechnung des Residuums auf und verringern damit die Leistungsfähigkeit des verwendeten Algorithmus.

Trotzdem werden durch die Simulation des Infiltrationsexperiments bei 15 m die gemessenen

Tabelle 5.1: Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material A. Gezeigt werden hier die Inversionsergebnisse der einzelnen Datensätze. Die sich daraus ergebenden Funktionen für Bodenwassercharakteristik und hydraulische Leitfähigkeit sind in Abbildung 5.13 zu sehen.

Datensatz	λ	$K_0[\text{m/s}]$	ϕ	τ	θ_r	$h_0[\text{m}]$
Infilt. 13 m	1.90	$2.88 \cdot 10^{-4}$	0.35	0.43	0.03	-0.18
Infilt. 15 m	2.07	$2.91 \cdot 10^{-4}$	0.36	-0.35	0.02	-0.18
fluk. Wassersp. 13 m	3.51	$7.01 \cdot 10^{-5}$	0.35	0.03	0.02	-0.20
fluk. Wassersp. 15 m	2.70	$2.17 \cdot 10^{-4}$	0.37	1.98	0.03	-0.20
Komb. Experiment 13 m	1.92	$3.40 \cdot 10^{-5}$	0.35	0.41	0.02	-0.18
Komb. Experiment 15 m	2.60	$5.51 \cdot 10^{-5}$	0.40	-1.00	0.05	-0.23

Tabelle 5.2: Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material B.

Datensatz	λ	$K_0[\text{m/s}]$	ϕ	τ	θ_r	$h_0[\text{m}]$
Infilt. 13 m	2.99	$2.68 \cdot 10^{-5}$	0.37	1.37	0.04	-0.13
Infilt. 15 m	2.19	$1.02 \cdot 10^{-4}$	0.41	1.35	0.08	-0.16
fluk. Wassersp. 13 m	2.23	$1.47 \cdot 10^{-4}$	0.32	1.11	0.04	-0.11
fluk. Wassersp. 15 m	2.74	$9.53 \cdot 10^{-5}$	0.36	1.47	0.04	-0.12
Komb. Experiment 13 m	1.90	$9.58 \cdot 10^{-5}$	0.34	2.65	0.03	-0.13
Komb. Experiment 15 m	2.59	$4.24e \cdot 10^{-4}$	0.36	0.77	0.04	-0.14

Tabelle 5.3: Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung für Material C.

Datensatz	λ	$K_0[\text{m/s}]$	ϕ	τ	θ_r	$h_0[\text{m}]$
Infilt. 13 m	3.08	$1.00 \cdot 10^{-3}$	0.42	0.45	0.02	-0.13
Infilt. 15 m	3.23	$4.44 \cdot 10^{-4}$	0.38	1.96	0.03	-0.17
fluk. Wassersp. 13 m	3.13	$5.18 \cdot 10^{-4}$	0.36	5.15	0.02	-0.16
fluk. Wassersp. 15 m	2.61	$4.23 \cdot 10^{-4}$	0.34	0.85	0.02	-0.18
Komb. Experiment 13 m	2.93	$2.42 \cdot 10^{-4}$	0.41	-1.00	0.02	-0.20
Komb. Experiment 15 m	2.77	$5.38 \cdot 10^{-4}$	0.38	-1.00	0.05	-0.15

Signale zu großen Teilen mit hoher Genauigkeit reproduziert. Das gilt insbesondere auch für die Propagationsgeschwindigkeit der Infiltrationsfront.

Die Abbildungen 5.9 und 5.10 zeigen den Vergleich des simulierten Inversionsergebnisses mit den Messdaten für die Datensätze zur Fluktuation der Wasserspiegelhöhe.

Für das Experiment bei 13 m ist dabei die Laufzeit der Bodenreflexion in der Simulation deutlich zu groß. Auch die Laufzeit der zweiten Schichtgrenzreflexion ist insbesondere während des Absenkens des Wasserspiegels (Trace 18-28) größer als in der Messung.

Das Signal des Kapillarsaums wird hingegen mit nur geringen Abweichungen von den Messdaten reproduziert. Insbesondere auch die spezielle Form des Doppelsignals der Kapillarsaumsreflexion durch das Anheben des Wasserspiegels (Trace 8-17) ist in den simulierten Daten enthalten.

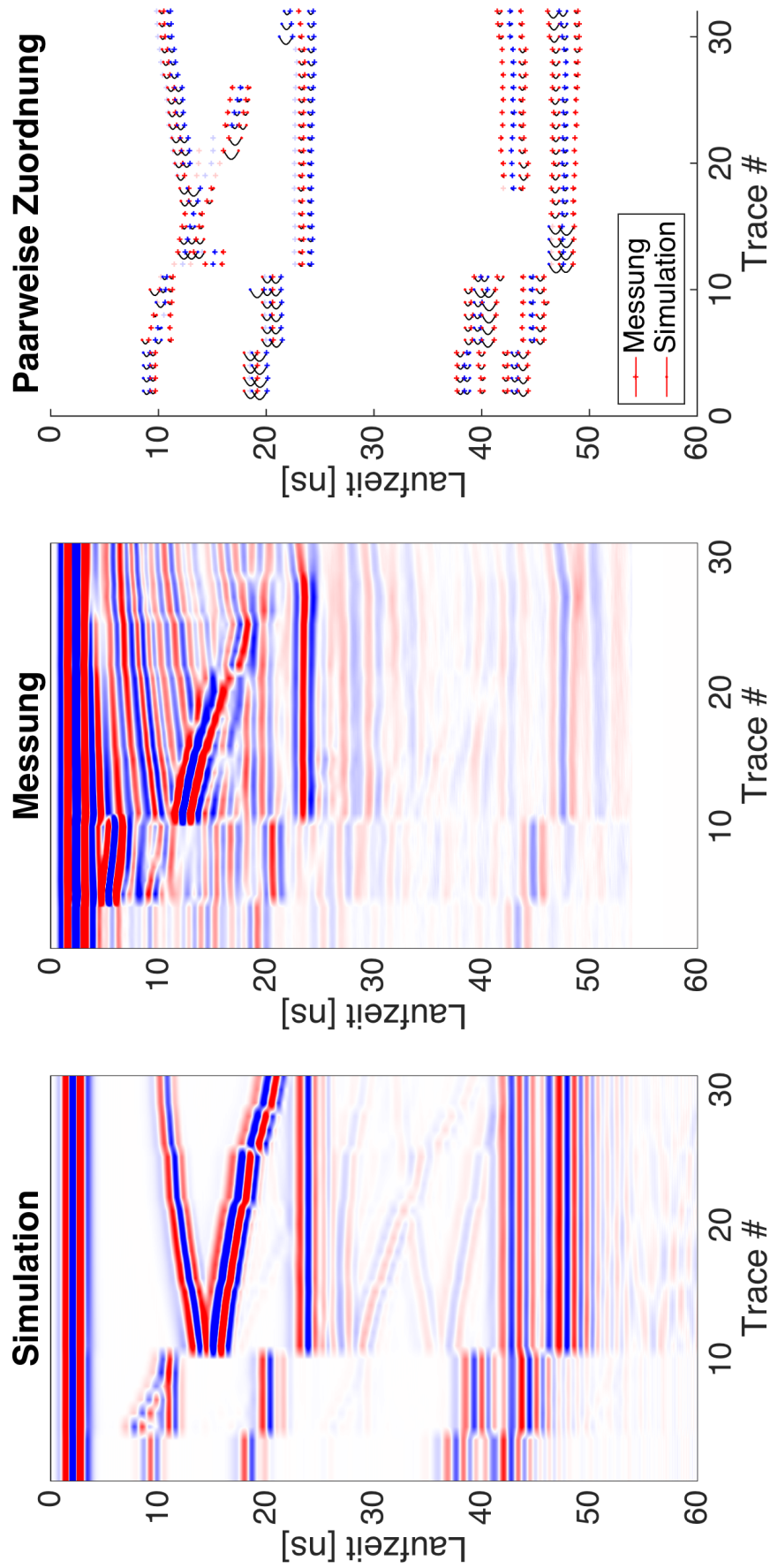


Abbildung 5.7: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm der Infiltration bei 13 m, berechnet mit den in der Inversionsrechnung geschätzten Bodenparametern. $\langle \Delta t \rangle$ gibt den mittleren Laufzeitunterschied pro zugeordnetem Signal an. Die paarweise Zuordnung wird dargestellt mit Verbindungsbögen zwischen vom Algorithmus identifizierten Signalen in Messung (Kreuzen) und Simulation (Punkte).

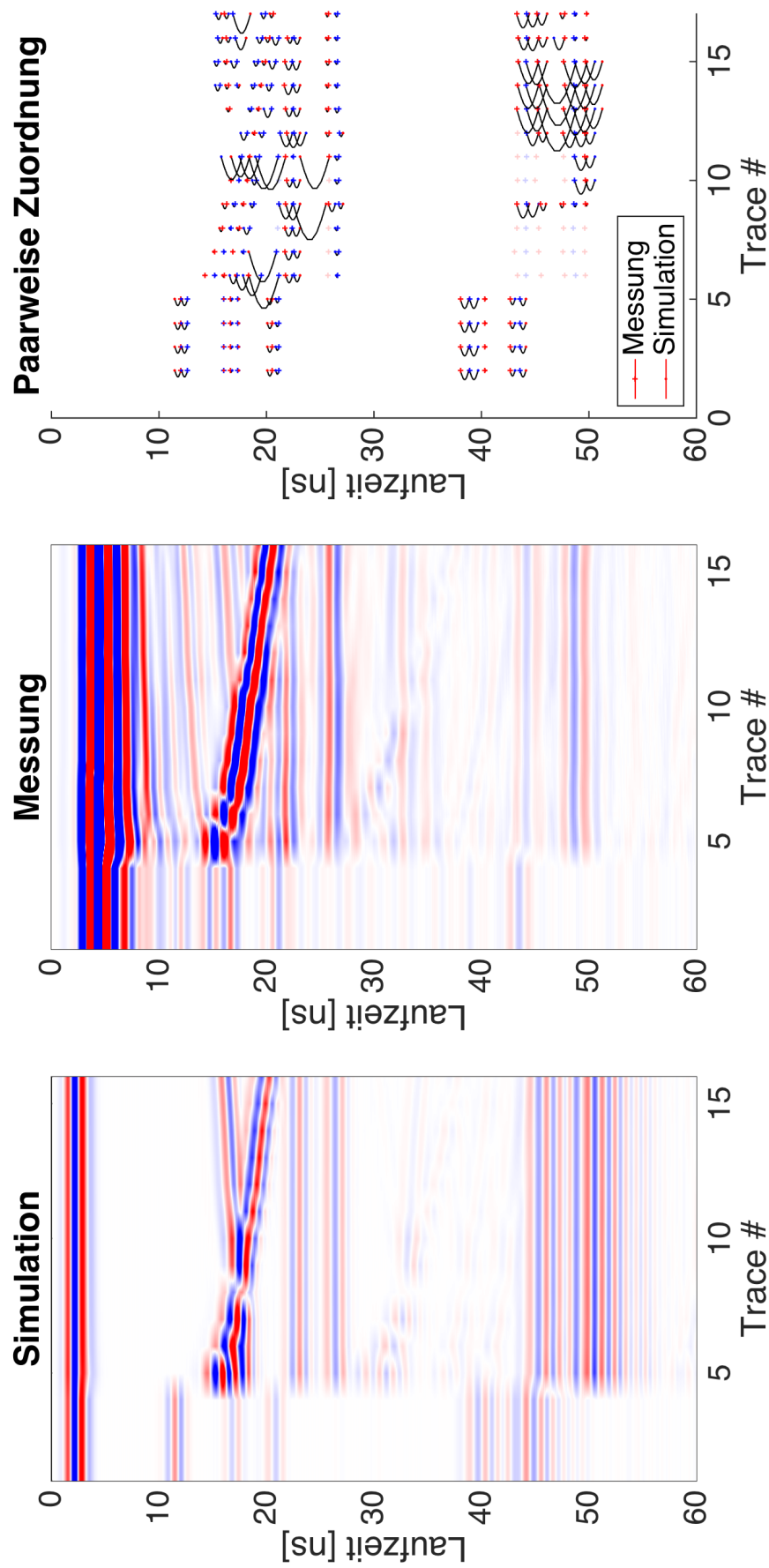


Abbildung 5.8: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm der Infiltration bei 15 m; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 5.7

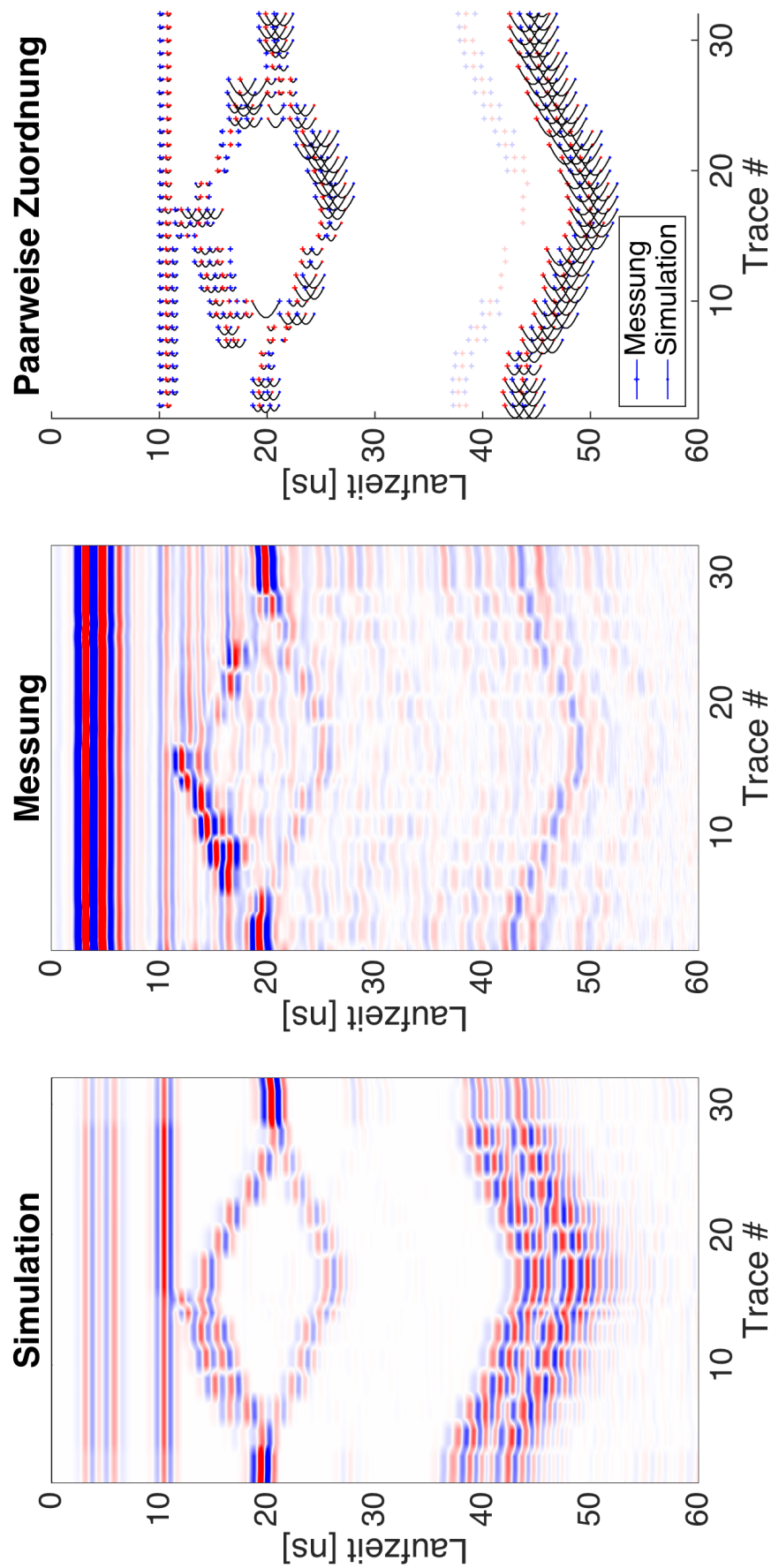


Abbildung 5.9: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des fluktuierenden Wasserspiegels bei 13 m; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 5.7

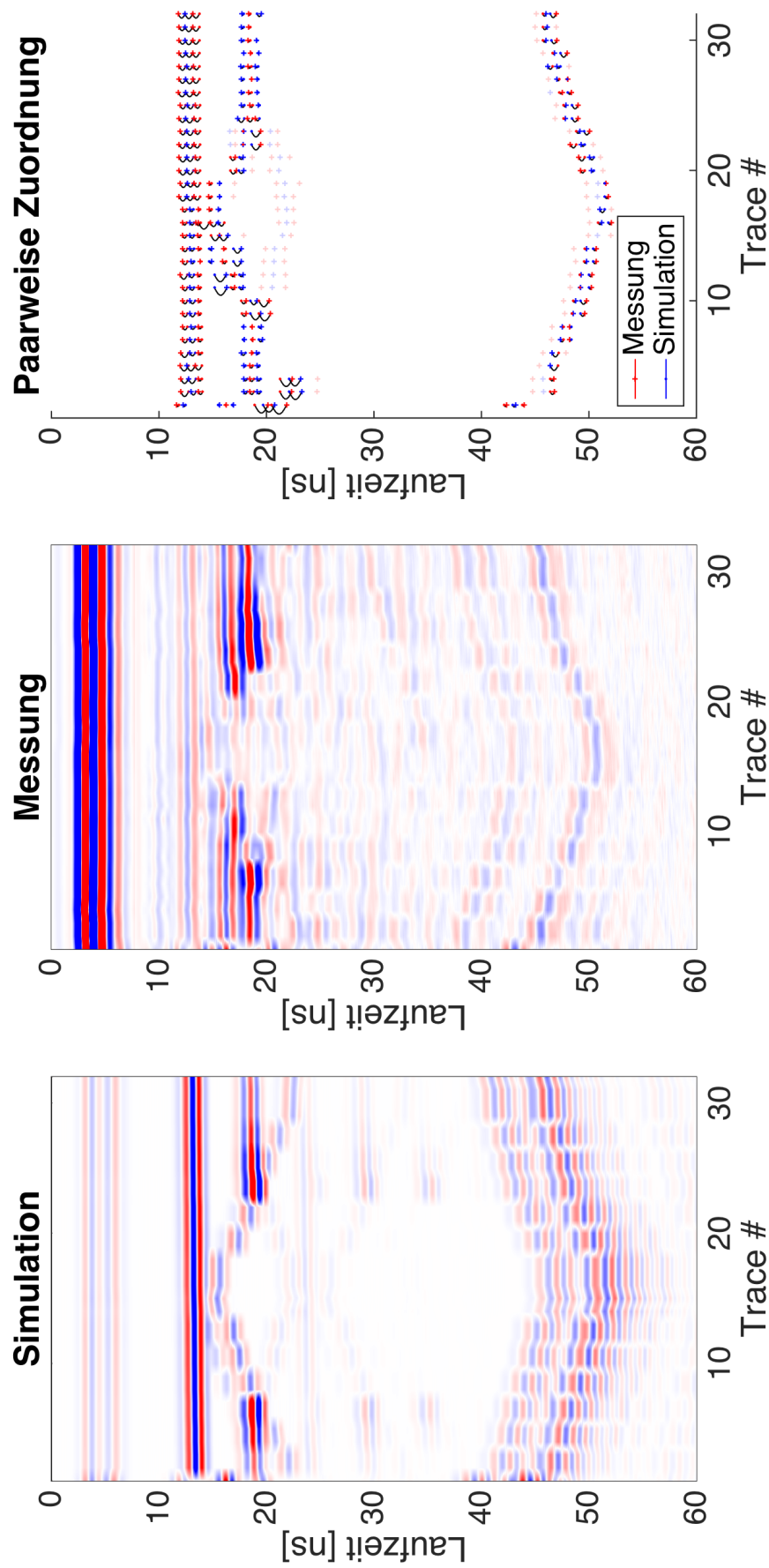


Abbildung 5.10: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des fluktuierenden Wasserspiegels bei 15 m; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 5.7

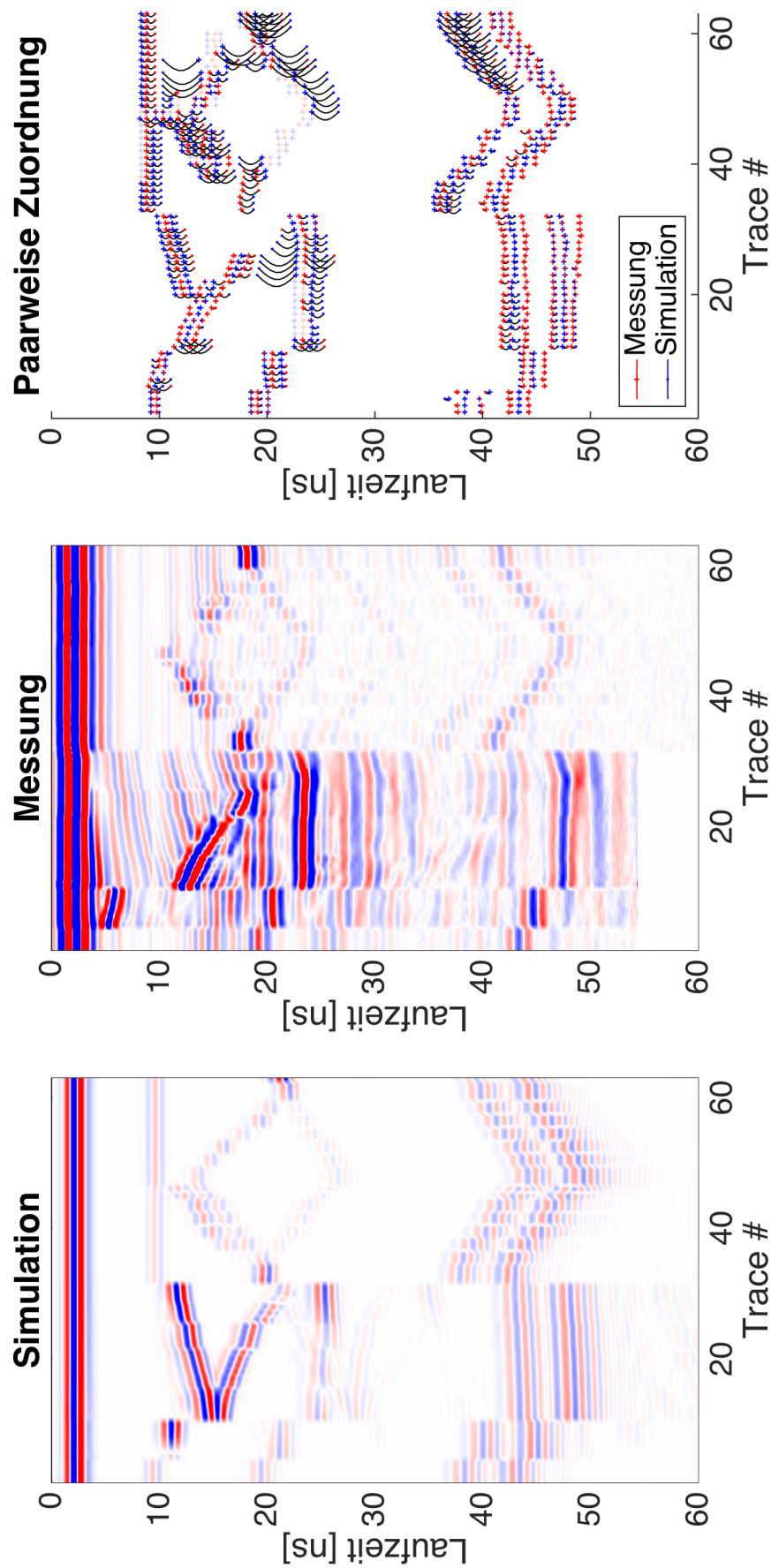


Abbildung 5.11: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des kombinierten Experiments bei 13 m; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 5.7

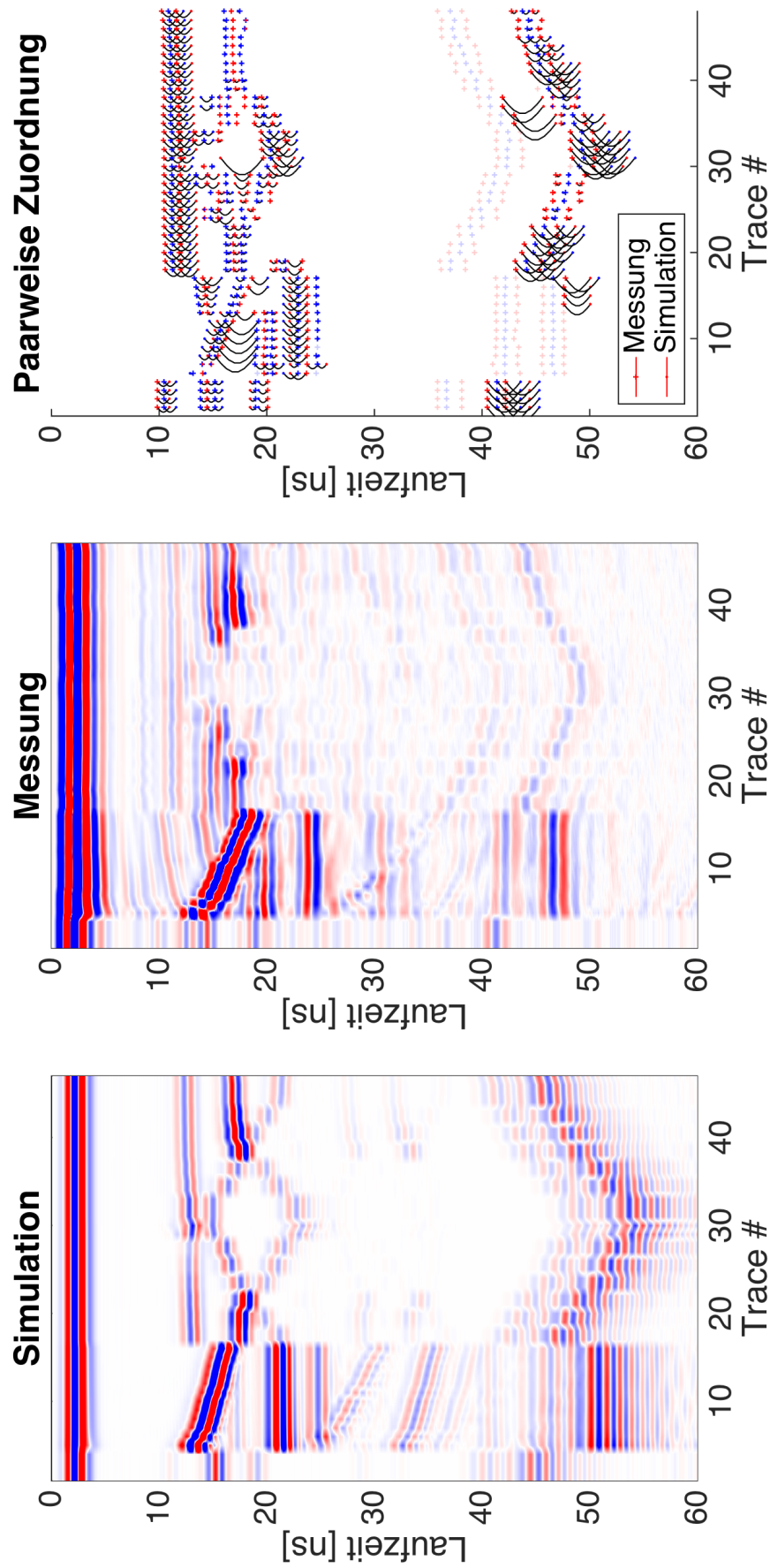


Abbildung 5.12: Vergleich von gemessenen und simuliertem Radargramm des kombinierten Experiments bei 15 m; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 5.7

Die Signale des Datensatzes bei 15 m sind im Inversionsergebnis mit deutlich größerer Genauigkeit reproduziert. Die Entwicklung des Signals der zweiten Schichtreflexion unterhalb des Wasserspiegels (Trace 12-24) wird aufgrund der kleinen Amplitude dieses Signals hier nicht den Messdaten zugeordnet. Aber auch hier ist der Unterschied der Laufzeiten in Simulation und Experiment gering.

Der Vergleich von Messdaten und Simulation auf Basis des Inversionsergebnisses für die kombinierten Datensätze ist in den Abbildungen 5.11 und 5.12 gezeigt.

Für den Datensatz bei 13 m ist der Laufzeitunterschied der Signale während der Infiltration (Trace 4-30) kleiner als während der Fluktuation des Wasserspiegels.

Hier ist in der Simulation insbesondere die Laufzeit der zweiten Schichtgrenzreflexion unterhalb des Wasserspiegels (Trace 42-58) größer als in den Messdaten. Auch die Reflexion der Kiesschicht während des Absenkens des Wasserspiegels (Trace 52-62) hat einen deutlichen Laufzeitunterschied. Beides sind Signale, deren Amplitude je nach hydraulischem Zustand zu klein ist, um durch die Signaldetektion erfasst zu werden. Bei der Minimierung des Residuums während der Inversionsrechnung werden diese Signale daher zum Teil nicht berücksichtigt. Auch dies stellt, genau wie fehlerhafte Zuordnungen der Signale bei Berechnung des Residuums, eine Schwäche des Algorithmus da und beeinflusst die Erfolgswahrscheinlichkeit der Rechnung.

Der kombinierte Datensatz bei 15 m weist deutliche Abweichungen zwischen Simulation und Messung in vielen Teilen der Radardaten auf. So wird zwar prinzipiell die hydraulische Dynamik, beispielsweise die Propagationsgeschwindigkeit der Infiltrationsfront richtig repräsentiert, aber gerade die Laufzeiten der Schichtgrenzreflexionen haben eine große Unsicherheit. Dies wird auch in dem Gesamtlaufzeitunterschied $\langle \Delta t \rangle$, der für diesen Datensatz am größten ist, abgebildet.

Bodenwassercharakteristik und hydraulische Leitfähigkeit

Im Rahmen der hier beschriebenen Inversionsrechnung wurden für drei Materialschichten jeweils die Parameter der Mualem-Brooks-Corey Parametrisierung (siehe Abschnitt 2.1) geschätzt. Diese ergeben den funktionalen Zusammenhang von Wassergehalt $\theta(h)$ und hydraulischer Leitfähigkeit $K(\theta)$. Die Form dieser Funktionen wiederum bestimmt die hydraulischen Eigenschaften des Bodenmaterials, seine Fähigkeit Wasser zu speichern und zu transportieren.

Aufgrund der hohen Zahl von geschätzten Parametern die in das Drei-Schichten-System des Versuchsaufbaus eingehen, liegt es nahe, dass die hydraulischen Eigenschaften dieses Systems nicht durch einen eindeutigen Parametersatz beschrieben werden können. Ähnliche Bodenwassercharakteristiken und Leitfähigkeitsfunktionen können mit unterschiedlichen Parametersätzen erzeugt werden können. Als Ergebnis der Inversionsrechnung sollen daher nicht einzelne Parameter gelten. Stattdessen soll der Verlauf der Funktionen, wie er durch einen speziellen Parametersatz angegeben wird, als Ergebnis festgehalten werden.

Aufgrund der vorgegebenen Dynamik ist in jedem Datensatz die Spannbreite der auftretenden Wassergehaltswerte je Material unterschiedlich. Da das Ergebnis einer jeden Schätzung aber stark von der jeweiligen Datenlage abhängt, ist ein Vergleich des Ergebnisses nur im relevanten Wassergehaltsbereich sinnvoll.

Hinzu kommt, dass durch die Betrachtung der Bodenwasserdynamik mit GPR nur vertikale Mittelwerte des Wassergehalts in die Schätzung einbezogen werden. Das hat zur Folge, dass Unterschiede im einen Material in der Mittelung durch ein anderes Material ausgeglichen werden können. So können abweichende Wassergehaltsfunktionen im Radargramm Signale mit den selben Laufzeiten erzeugen, auf deren Basis die Materialeigenschaften geschätzt werden.

Für jeden der in Abschnitt 5.1 vorgestellten Datensätze wurde (siehe Abschnitt 5.2) ein bester Parametersatz bestimmt. Die zugehörige Bodenwassercharakteristik und Leitfähigkeitsfunktion reproduzieren nach den Möglichkeiten des verwendeten Optimierungsalgorithmus und mit den zugänglichen Rechenressourcen bestmöglich die eindimensional als Radardaten dargestellte Dynamik des Datensatzes.

In Abbildung 5.13 sind für alle drei Materialien die Bodenwassercharakteristik und die Leitfähigkeitsfunktion für die sechs verwendeten Datensätze gezeigt. Im Hintergrund ist als Histogramm der Anteil der vorliegenden Datenpunkte im Wassergehaltsbereich im gezeigten Material dargestellt.

Material A bildet die unterste Bodenschicht im Versuchsaufbau. Diese befindet sich für die gesamte Dynamik der Experimente bei 13 m unterhalb des Kapillarsaums. Auch für die Experimente bei 15 m ist je nach geschätzter kapillarer Steighöhe des Materials die gesamte Schicht gesättigt. Daher liegen für die Schätzung nur Werte nahe des Sättigungswassergehalts für dieses Material vor.

Der Vergleich der Bodenwassercharakteristik ist nur für den Wert des Sättigungswassergehalts für dieses Material sinnvoll. Dieser variiert mit Werten zwischen 0.35 und 0.417 in einem großen Bereich. Für den Datensatz mit der größten Abweichung des Sättigungswassergehalts, das kombinierte Experiment bei 15 m, ist diese Abweichung auch in dem Vergleich der simulierten und gemessenen Datensätze (siehe Abbildung 5.12) in einem deutlichen Laufzeitunterschied der Bodenreflexion sichtbar.

Die Sättigungsleitfähigkeit ist für drei der vorgestellten Datensätze nahezu identisch. Sie beeinflusst vor allem die Dynamik während der Fluktuation des Wasserspiegels. Während diesem Experiment wurde der Wasserspiegel in einem Brunnen von 1 m Durchmesser am Ende der ASSESS-Site variiert. Der Wasser wird von dort aus durch die Kiesschicht am Boden des Versuchsaufbaus und durch die unterste Schicht, bestehend aus Material A, in die anderen Schichten hinein oder hinaus transportiert. Die Sättigungsleitfähigkeit in diesem Material bestimmt daher den Wassergehalt der anderen Materialien mit. Abweichende Werte können dennoch durch die geringe Datenlage oder das Modellfehler zustande kommen.

Die mittlere Bodenschicht des Versuchsaufbaus wird durch Material B gebildet. Sowohl während der Infiltration als auch während der Fluktuation des Wasserspiegels findet hier ein relevanter Anteil der hydraulischen Dynamik statt. Daher sind in den verwendeten Datensätzen hier auch Wassergehaltswerte im gesamten möglichen Wertebereich vorhanden.

Die Schätzung der Bodenwassercharakteristik ist dementsprechend für alle Datensätze ähnlich. Ausnahme ist hier nur das Ergebnis des Datensatzes der Infiltration bei 15 m. Für alle anderen bestehen die Abweichungen fast nur in den Werten des Residual- und Sättigungswassergehalt, deren Einfluss auf die Laufzeit der Radarsignale jedoch gering ist. Insbesondere die kapillare Steighöhe und der Abfall des Wassergehalts oberhalb des Kapillarsaums wird jedoch bei allen Datensätzen sehr ähnlich geschätzt. Diese beiden Eigenschaften sind stark von der Porengrößenverteilung im Material abhängig. Offenbar wirkt sich diese unabhängig von der Art der hydraulischen Dynamik einheitlich auf die Wassergehaltsverteilung aus.

Die Schätzung der hydraulischen Leitfähigkeit für Material B weist eine hohe Unsicherheit auf. Trotz der breiten Abdeckung des Wertebereichs des Wassergehalts sind die Unterschiede des berechneten Ergebnisses je nach Datensatz deutlich. Die Ähnlichkeit der Leitfähigkeitsfunktion beider Infiltrationsdatensätze ist hier am größten, kann aber angesichts der offensichtlich großen Unsicherheit dieser Schätzung auch zufällig sein. Daher kann auf Basis dieser Schätzung keine Abhängigkeit der Ergebnisse je nach Art der betrachteten Dynamik im Datensatz festgestellt werden.

Die Abweichung für die Infiltration von 15 m von allen anderen Ergebnissen ist deutlich in dem Verlauf der Bodenwassercharakteristik für Material B zu erkennen. Sie wird insbesondere durch eine deutlich größer geschätzte Porosität verursacht. Diese Abweichung kann entstehen, weil die hydraulischen Eigenschaften dieses Materials im Datensatz der Infiltration von 15 m vor allem durch die Laufzeit der Reflexion an der zweiten Schichtgrenze repräsentiert wird. Diese Laufzeit ergibt sich aus einem Mittelwert des Wassergehalts in Material B und C. Somit kann eine Abweichung des Wassergehalts des einen Materials von der Realität durch eine andersgeartete Abweichung des anderen Materials in den Radardaten ausgeglichen werden. Dies gilt für alle hier gezeigten Ergebnisse und ist eine allgemeine Einschränkung des Informationsgehalts von Radarmessungen. Durch eine breite Abdeckung vieler verschiedener Zustände kann dies zumeist ausgeglichen werden. In dem Datensatz der Infiltration bei 15 m liegt aber hier ein Beispiel vor, bei dem die Abweichung trotz unauffällig geringem Residuum der Rechnung deutlich ist. Ein Grund liegt hier in der für diesem Datensatz fehleranfälligen paarweisen Zuordnung simulierter und gemessener Signale, die die Grundlage für die Residuumberechnung bildet.

Material C bildet die oberste Bodenschicht im Versuchsaufbau. Dementsprechend bestimmt die Leitfähigkeit dieser Bodenschicht stark die Position der Infiltrationsfront in den Datensätzen

während für die Datensätze mit fluktuierendem Wasserspiegel das Material weitestgehend unverändert trocken bleibt.

Die Schätzung der Bodenwassercharakteristik stimmt für alle 6 Datensätze mit geringer Unsicherheit überein. Ein Einfluss der Art der Dynamik auf das Ergebnis kann auch hier nicht beobachtet werden. Insbesondere der Residualwassergehalt, in dessen Wertebereich viele Datenpunkte vorliegen, wird für 4 von 6 Datensätze nahezu identisch geschätzt. Auch der Wert der Sättigungsleitfähigkeit wird mit geringer Unsicherheit für aller Datensätze auf einen ähnlichen Wert geschätzt.

Allgemein ist kein Zusammenhang zwischen der Art des hydraulischen Prozesses und dem Inversionsergebnis in Form der Bodenwassercharakteristik und der Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit zu erkennen. Die Übereinstimmung der Ergebnisse der verschiedenen Datensätze ist vielmehr deutlich mit dem im Material auftretenden Wassergehaltsbereich korreliert.

Die Übereinstimmung der Ergebnisse durch das Auftreten von Hysterese der Bodenwassercharakteristik allgemein beeinflusst werden. In den hier betrachteten Datensätzen wird jeweils ein Be- und ein Entwässerungsast der Hysterese durchlaufen. Die Bodenwassercharakteristik als Ergebnis der Inversionsrechnung setzt sich dann aus beiden Ästen zusammen.

Die konkrete Form der Be- und Entwässerungsäste hängt vom hydraulischen Prozess ab. Das bedeutet eine Abhängigkeit insbesondere von der Funktion der äußeren Randbedingung, die die Geschwindigkeit des Be- und Entwässern bestimmt, vom betrachteten Wassergehalts- und Potentialbereich und von der geometrischen Form des Porenraums. Es ist davon auszugehen, dass sie sich je nach Datensatz unterscheiden. Im Mittel der bestimmten Bodenwassercharakteristik wurde dadurch aber kein Einfluss festgestellt.

Die genauere Analyse der Be- und Entwässerungsäste der Hysterese wäre durch Trennung der Datensätze nach Bewässerungsdynamik und Entwässerungsdynamik möglich. Für die Datensätze zum Experiment mit fluktuierendem Wasserspiegel ist diese Trennung zwischen Wasserspiegel An- und Abstieg leicht möglich. Für die Infiltrationsexperimente wird an der räumlichen Position der Infiltrationsfront bewässert, während im Schweif des Infiltrationspulses Entwässerung stattfindet. Die Analyse der Hysterese müsste daher unterschiedliche räumliche Bereiche berücksichtigen.

Da der Fokus dieser Arbeit auf eher auf dem allgemeinen Informationsgehalt von Infiltrationsexperimenten als der Untersuchung von hysteretischen Effekten der Bodenhydraulik liegt, wurde dies nicht weiter analysiert.

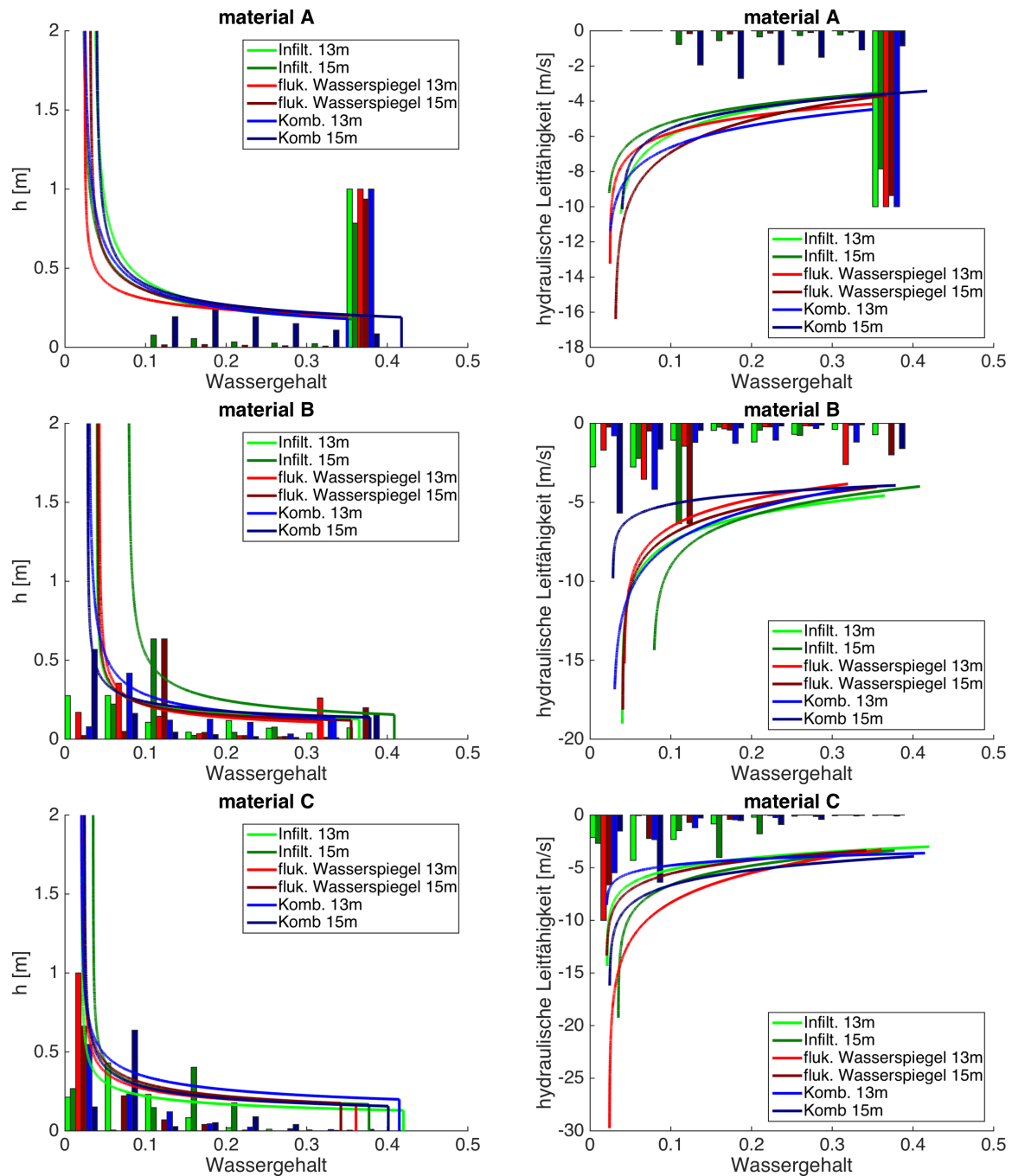


Abbildung 5.13: Parametersätze, die als Ergebnis der Optimierungsrechnung jeweils am besten die sechs Inversionsdatensätze repräsentieren. Zu sehen ist die Bodenwassercharakteristik (links) und die hydraulische Leitfähigkeit (rechts) der drei Materialien der ASSESS-Site. Im Hintergrund ist als Histogramm der Anteil der vorliegenden Datenpunkte im jeweiligen Wassergehaltsbereich mit einer Intervallgröße von 0.05 dargestellt.

5.4 Übertragbarkeit des Inversionsergebnisses

Im vorherigen Abschnitt wurde gezeigt, dass in Bezug auf Bodenwassercharakteristik und hydraulischer Leitfähigkeit kein eindeutiger Einfluss der Art des Prozesses bei den betrachteten Datensätzen auf das Inversionsergebnis festgestellt werden kann.

Im Folgenden soll daher die Übertragbarkeit der berechneten Parametersätze auf andere Datensätze analysiert werden. Dafür wurde für jeden der sechs Datensätze das Residuum an den Punkten im Parameterraum berechnet, die dem Ergebnis der Inversionsrechnung aller anderen Datensätze entspricht. Damit kann bewertet werden, wie gut beispielsweise das Ergebnis einer der Infiltrationsexperimente zum Datensatz des anderen Infiltrationsexperiments passt.

Das Ergebnis ist in Abbildung 5.14 zu sehen. Dort ist deutlich, dass jene drei Parametersätze, die anhand von Messdaten bei 15 m berechnet wurden, auch besser zu den anderen Datensätzen bei 15 m passen als zu den Datensätzen bei 13 m. So ist beispielsweise für den Parametersatz aus der Infiltration bei 15 m (dunkelgrün) das Residuum für den Datensatz der Fluktuation des Wasserspiegels bei 15 m kleiner als für den Datensatz der Fluktuation des Wasserspiegels bei 13 m.

Scheinbar liegt hier eine leichte Ortsabhängigkeit der Parameter vor. Als Grund dafür sind zum einen tatsächliche räumliche Schwankungen der hydraulischen Eigenschaften der Bodenmaterialien denkbar, z.B. durch Bodenheterogenitäten nahe der Oberfläche wie sie durch regelmäßiges Betreten der Testsite durch messende Personen entstehen. Auch räumliche Variationen durch unterschiedliche Porengrößenverteilungen der Materialien sind möglich.

Zusätzlich befinden sich bei dem Experiment bei 15 m zwei schräge Schichtgrenzen, die nicht in der eindimensionalen Darstellung des Experiments repräsentiert sind. Es ist denkbar, dass der tatsächliche Einfluss dieser Schichtgrenzen im Experiment zum Teil durch veränderte Parameter in der Simulation ausgeglichen wird.

Insgesamt ist hier also vor allem eine ortsabhängige Komponente der Übertragbarkeit erkennbar.

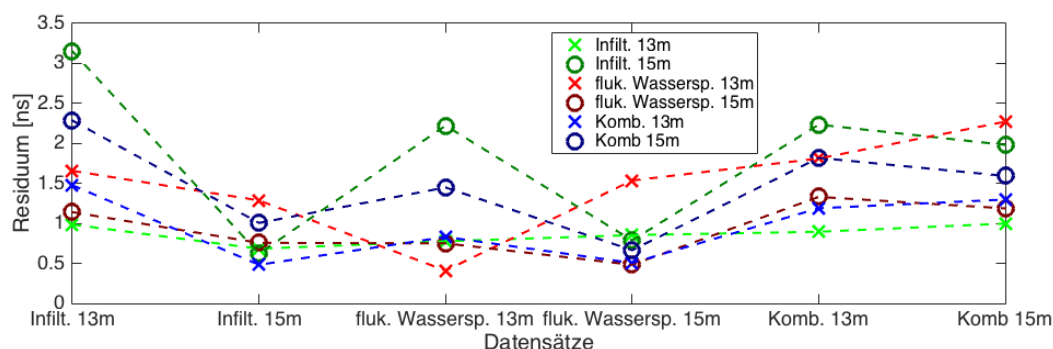


Abbildung 5.14: Analyse der Übertragbarkeit des Inversionsergebnisses auf andere Datensätze. Jeweils für den Parametersatz aus der Inversion eines Datensatzes wurde das Residuum der anderen Datensätze berechnet. Gestrichelte Linien verbinden zur erleichterten Betrachtung die einzelnen Werte des Residuums in der Abbildung und stellen keine Interpolation dar.

Der hydraulische Prozess ist dabei im hier betrachteten Experiment nicht relevant. Somit sind hydraulische Bodeneigenschaften, die auf Basis von Infiltrationsexperimenten geschätzt wurden, genauso gut geeignet die Dynamik der Experimente mit fluktuierendem Wasserspiegel vorauszusagen, wie Bodeneigenschaften die anhand ebendieser Experimente bestimmt wurden. Auch der umgekehrte Transfer scheint möglich.

Allgemein ist auch deutlich, dass die Übertragbarkeit ohne signifikanten Anstieg des Residuums immer dann gegeben ist, wenn das Residuum des Inversionsergebnisses selbst sehr klein ist. Ein Beispiel dafür ist das Ergebnis des Datensatzes des fluktuierenden Wasserspiegels bei 15 m, das sowohl im Mittel als auch im Vergleich der einzelnen Signale (siehe Abbildung 5.10) ein auffällig kleines Residuum zeigt. Auch beim Transfer dieses Parametersatzes auf die anderen Datensätze ist das Residuum klein.

Dies ist ein Indiz dafür, dass bei globaler Konvergenz einer Inversionsrechnung die Übertragbarkeit des Ergebnisses auf ein beliebiges anderes Experiment unabhängig von der Dynamik im Rahmen der Gültigkeit des verwendeten Modells möglich ist. Voraussetzung dafür ist jedoch, dass der betrachtete Wassergehaltsbereich beider Experimente überein stimmt.

5.5 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die Datensätze verschiedener hydraulischer Prozesse numerisch invertiert und damit hydraulische Bodeneigenschaften bestimmt. Damit wurde untersucht ob das Ergebnis der Inversionsrechnung prozessabhängig ist.

Die gefundene Abhängigkeit besteht vor allem in dem vom Datensatz abgedeckten Wassergehaltsbereich. Findet die hydraulische Dynamik des einen Prozesses im selben Bereich wie die des anderen statt, ist eine Übertragbarkeit der bestimmten Bodeneigenschaften im Rahmen der hier erreichten Genauigkeit gegeben.

Die Art des Prozesses und insbesondere die beiden gegeneinander verglichenen Experimenttypen Infiltration und induzierte Fluktuation der Wasserspiegelhöhe ergeben dabei keinen erkennbaren Unterschied im Ergebnis.

Weiterhin wurde in diesem Kapitel untersucht, ob sich die Daten von Infiltrationsexperimenten für die Bestimmung allgemeingültiger hydraulischer Bodeneigenschaften eignen.

Dabei ergeben sich zwei wichtige Faktoren für die allgemeine Gültigkeit berechneter Bodeneigenschaften: Zum einen ist es nötig, dass der Datensatz, anhand dem die Bodeneigenschaften bestimmt werden, möglichst vollständig den gesamten Wassergehaltsbereich abdeckt. Voraussetzung ist dabei auch eine gleichmäßige Verteilung der Messpunkte im gesamten Wassergehaltsbereich. Durch die Wahl einer entsprechend stark variierenden Randbedingung kann dies bei Infiltrationsexperimenten realisiert werden. Ein Transfer von Bodeneigenschaften auf Wassergehalte außerhalb des vom Datensatz abgedeckten Bereich, ist jedoch mit einer größeren Unsicherheit behaftet.

Zweitens muss die Konvergenz des zur Bestimmung der Bodeneigenschaften verwendeten Optimierungsalgorithmus sichergestellt werden. Die Komplexität der Suche des globalen Minimums im hochdimensionalen Parameterraum wurde in Abschnitt 5.2 diskutiert. Die Verwendung eines hochaufgelösten Scans des Parameterraums unter Minimierung aller Modellfehler

kann bei Vorhandensein entsprechend großer Rechenressourcen eine Lösung sein. Insbesondere bei Erweiterung des Modells auf eine realistischere dreidimensionale Darstellung und unter Berücksichtigung von kleinskaliger Bodenheterogenität ist dies durch die hohe Rechenzeit jedoch unrealistisch.

Kapitel 6

Modellierbarkeit zweidimensionaler Messergebnisse

Im vorherigen Kapitel wurden hydraulische Bodeneigenschaften auf Basis eindimensionaler Radardaten bestimmt. Dabei wird impliziert, dass ein Großteil der hydraulischen Dynamik bereits durch die eindimensionale Darstellung erfasst wird. Nun wird untersucht, wo die Grenzen dieser eindimensionalen Darstellung sind, und welche Teile der Dynamik nur durch eine mehrdimensionale Darstellung erfasst werden. Der Transfer von Ergebnissen einer 1D-basierten Inversionsrechnung auf zweidimensionale Messwerte ist dabei prinzipiell möglich, wobei der größte Informationsgehalt in der 1D-Darstellung in der Laufzeit der Schichtgrenzen liegt. Daher wird diese typischerweise auch in der zweidimensionalen Darstellung mit hoher Genauigkeit reproduziert.

Im folgenden Kapitel sollen mit Hilfe der bestimmten Materialeigenschaften die zentralen Messergebnisse, wie sie in Kapitel 4.2 vorgestellt wurden, durch numerische Simulation reproduziert werden. Dabei liegt ein zentrales Augenmerk auf solchen Phänomenen, wie sie nur in mehrdimensionalen Radarmessungen sichtbar sind. Damit soll allgemein und für den vorliegenden Datensatz beantwortet werden, ob es ausreicht eine Parameterschätzung auf Basis von 1D-Daten durchzuführen. Im Vergleich zu den gemessenen Radargrammen wird dafür die Übertragbarkeit berechneter Materialeigenschaften auf den mehrdimensionalen Datensatz bewertet. In der Simulation stehen im Gegensatz zum Experiment zusätzlich zum Radargramm auch die hochaufgelöste zeitliche Entwicklung des elektrischen Feldes und der Wassergehaltsverteilung zur Verfügung. Damit kann die Interpretation der Messungen aus Kapitel 4.2 verifiziert werden.

Die Reproduktion der zweidimensionalen Messungen erfolgt durch die Kombination einer hydraulischen und einer elektromagnetischen Simulation auf einer zweidimensionalen Bodendarstellung. Die zeitliche Entwicklung des hydraulischen Zustandes wurde wie zuvor mit einem numerischen Löser der Richards Gleichung (nach Ippisch, Vogel und Bastian, (2006)) simuliert. Basis für diese Simulation sind sowohl die bekannte Bodenarchitektur des Versuchsaufbaus als auch die detailliert vermessene Flussrandbedingung (siehe Abbildung 4.3).

Die hydraulischen Bodeneigenschaften wurden durch einen Parametersatz aus dem Ergebnis der Optimierungsrechnung repräsentiert (siehe Kapitel 5). Dabei wurde jeweils der Parameter-

satz ausgewählt, dessen Residuum im Vergleich der 1-D Radargramme für den betrachteten hydraulischen Prozess am kleinsten ist.

Die zweidimensionalen Radarmessungen, bestehend aus verschiedenen Bewegungen eines Sender- und Empfänger-Paars über dem Infiltrationsgebiet, wurden durch numerische Berechnung der zeitlichen Entwicklung des elektrischen Feldes simuliert. Werte für die Bodenpermittivität stammen aus der numerischen Simulationen des hydraulischen Zustandes.

Die Bewertung der reproduzierten Radargramme geschieht auf Basis der paarweisen Zuordnung, wie sie in Abschnitt 5.2 vorgestellt wurde. Dabei wurden räumliche und zeitliche Auflösung von simuliertem und gemessenen Radardaten angepasst, reproduzierbare Signale ausgewählt und ihre Laufzeit verglichen. Das Bewertungsmaß für die Reproduzierbarkeit der zweidimensionalen Messungen ist dann der mittlere Laufzeitunterschied pro zugeordnetem Signale, sowie eine optische Beschreibung der auftretenden Effekte.

Die Fragen, die mit diesem Kapitel beantwortet werden sollen, lassen sich somit auf zwei Punkte eingrenzen:

- Ist das Ergebnis der Schätzung der Materialparameter auf Basis von 1D-Daten auf 2D-Daten übertragbar? Ist es ausreichend die Schätzung eindimensional durchzuführen?
- Kann die gesamte Hydraulik des Infiltrationsprozesses, wie er während des Experiments stattgefunden hat, durch Simulationen reproduziert werden?

6.1 Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspulsen

In diesem Abschnitt wird bewertet, wie gut die zweidimensionalen Common-Offset-Messungen der Infiltrationsexperimente durch numerische Simulation reproduziert werden kann. Hydraulische Parameter, die in der Simulation verwendet werden, stammen dabei aus dem Ergebnis der Inversion und repräsentieren dort bestmöglich die eindimensionalen Datensätze der Infiltrationsexperimente.

Common-Offset-Radargramme über Infiltrationspulsen haben sowohl in Simulationen als auch in Messungen drei charakteristischen Merkmale, die Informationen über den hydraulischen Prozess beinhalten:

- Die Verzögerung der Schichtgrenzreflexionen im Infiltrationsbereich. Sie gibt als vertikaler Mittelwert der Bodenpermittivität Aufschluss über die infiltrierte Wassermenge und ihre räumliche Verteilung im Boden.
- Die Reflexion an der Infiltrationsfront. Ihre Laufzeit im Vergleich zu den Laufzeiten von Reflexionen an festen Bodenstrukturen ermöglicht eine Abschätzung der Propagationstiefe des Infiltrationspulses. Ihre Amplitude repräsentiert den Permittivitätsgradienten zwischen Infiltrationspuls und trockenem Bodenmaterial.
- Reflexionen am Rand des Infiltrationspulses. Sie enthalten Informationen über die horizontale Ausdehnung des Pulses und die Permittivität des nassen Bodens in diesem Bereich.

Im Folgenden wird daher die Reproduktion der Messungen anhand dieser Merkmale bewertet. Abbildung 6.1 bis 6.4 zeigen den Vergleich für Common-Offset-Radargramme während des Infiltrationsexperiments bei 13 m. Dabei werden sowohl das simulierte und das gemessene Radargramm als auch das Ergebnis der paarweisen Zuordnung der Signale gezeigt.

Für alle Radargramme der Infiltration bei 13 m kann die Laufzeit der Schichtreflexionen und die Größe und Form ihrer Verzögerung gut reproduziert werden. Daraus lässt sich schließen, dass die Verteilung des infiltrierten Wassers im vertikalen Mittel in der Simulation dem Experiment entspricht. Insbesondere kann so verifiziert werden, dass während der Infiltration nur vernachlässigbar kleiner Fluss in horizontaler Richtung stattfindet. Stattdessen wird das Wasser im Wesentlichen entsprechend der Größe des Infiltrationsflusses an der Oberfläche nach unten transportiert.

Der Laufzeitunterschied der Reflexion an der Infiltrationsfront in Simulation und Experiment ist für beide Infiltrationsevents bei 13 m kurz nach dem Event (Abbildung 6.1 und 6.3) kleiner als während der Relaxation (Abbildung 6.2 und 6.4). Daraus lässt sich schließen, dass während des Events, wenn durch die Größe des Infiltrationsflusses das Wasser mit nahezu Sättigungsleitfähigkeit transportiert wird, die Simulation gut dem Experiment entspricht.

Nach Stopp des Infiltrationsflusses ist die Propagationsgeschwindigkeit in der Simulation stets größer als im Experiment beobachtet. Eine Erklärung wäre ein fehlerhafter Verlauf der Funktion der hydraulischen Leitfähigkeit, der insbesondere für Wassergehalte jenseits von Sättigung von der Realität abweicht.

Das Reflexionssignal an der Infiltrationsfront erscheint in den Messungen über fast die gesamte Breite des Infiltrationsbereiches. In der Simulation ist die Reflexion hingegen nur in der Mitte des Infiltrationsbereiches sichtbar. Daher ist auch eine abweichende Form des Infiltrationspulses wahrscheinlich.

Die x-Form der Reflexionen am Pulsrand ist in Messung und Simulation vor allem für große Laufzeiten und nach dem ersten Infiltrationsevent zu sehen (Abbildung 6.1 und 6.2). Insgesamt entspricht die Entwicklung der Laufzeit dieses Signals mit der Position in der Simulation den Messdaten mit nur geringen Abweichungen. Die horizontale Ausdehnung des Infiltrationspulses und die Permittivität im Pulsbereich wird also durch die Simulation gut reproduziert. Durch das Auftreten von Mehrfachreflexionen und Interferenzen dieses Signals ist die paarweise Zuordnung der Signale jedoch fehleranfällig. Daher gehen diese Signale mit einer höheren berechneten Laufzeitdifferenz in das Gesamtresiduum ein.

Abbildung 6.5 bis 6.8 zeigen den Vergleich der simulierten Common Offset Radargramme mit Messungen während des Infiltrationsexperiments bei 15 m. Auch hier wird in der Simulation insbesondere die Laufzeit aller Schichtreflexionen zuverlässig und hinreichend genau reproduziert. Wir schließen daraus, dass im vertikalen Mittel der Wassergehalt des Bodens in Simulation und Experiment überein stimmen.

Die Propagation der Infiltrationsfront bei 15 m ist in der Simulation stets etwas langsamer als im Experiment. Der direkte Vergleich ist allerdings nur für die längeren Infiltrationsevents (Abbildung 6.7 und 6.8) möglich. Für die kürzeren Events (Abbildung 6.5 und 6.6) findet starke Interferenz mit Reflexionen an kleinskaligen Bodenstrukturen statt, wodurch die Reflexion an der Infiltrationsfront nur schwer identifiziert werden kann.

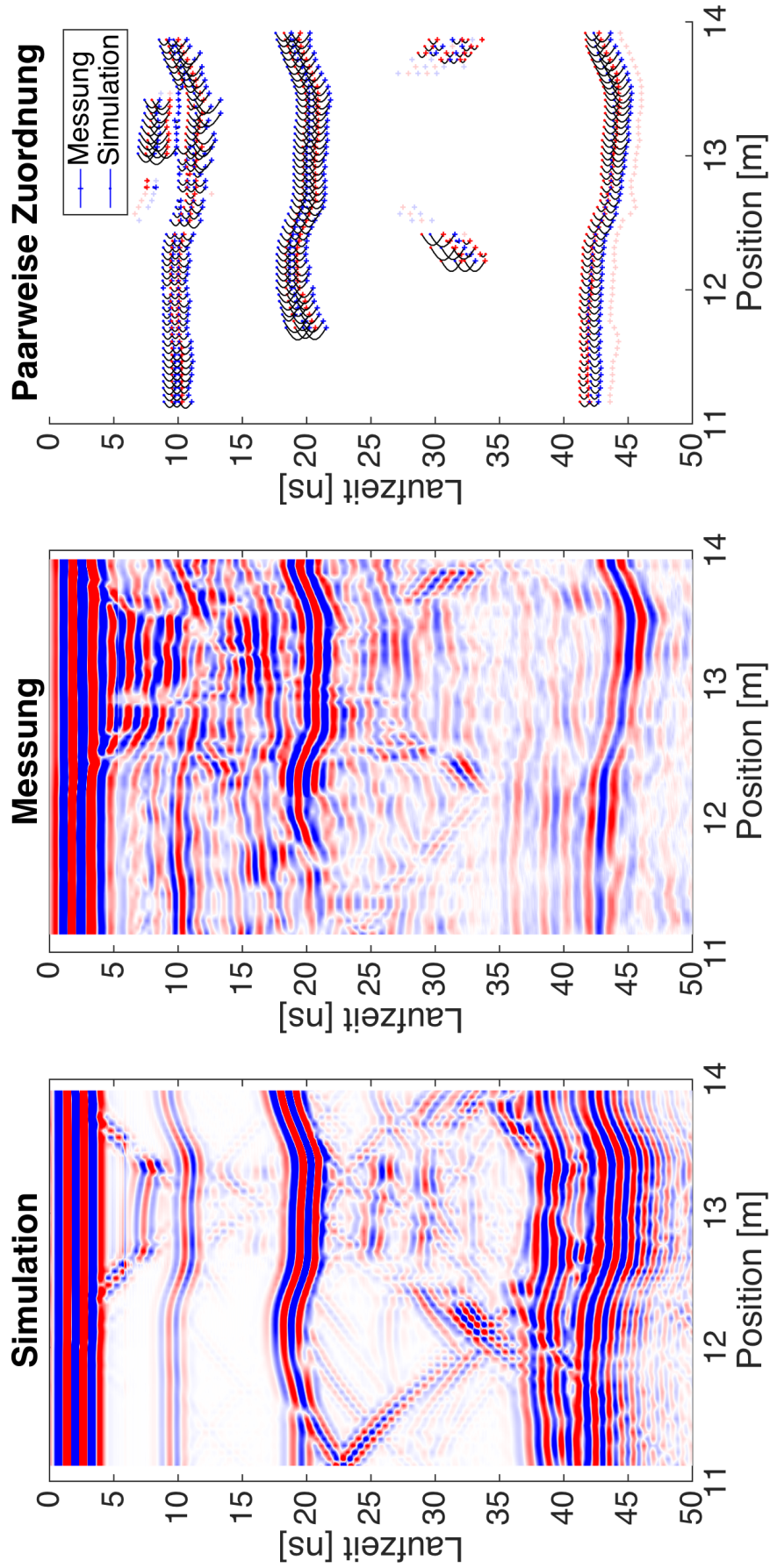


Abbildung 6.1: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 13 m. Radargramm gemessen 5 Min nach 12 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.35 \text{ ns}$ ist der mittlere Laufzeitunterschied pro zugeordnetem Signal. Die paarweise Zuordnung wird dargestellt mit Verbindungsbögen zwischen vom Algorithmus identifizierten Signalen in Messung (Kreuze) und Simulation (Punkte).

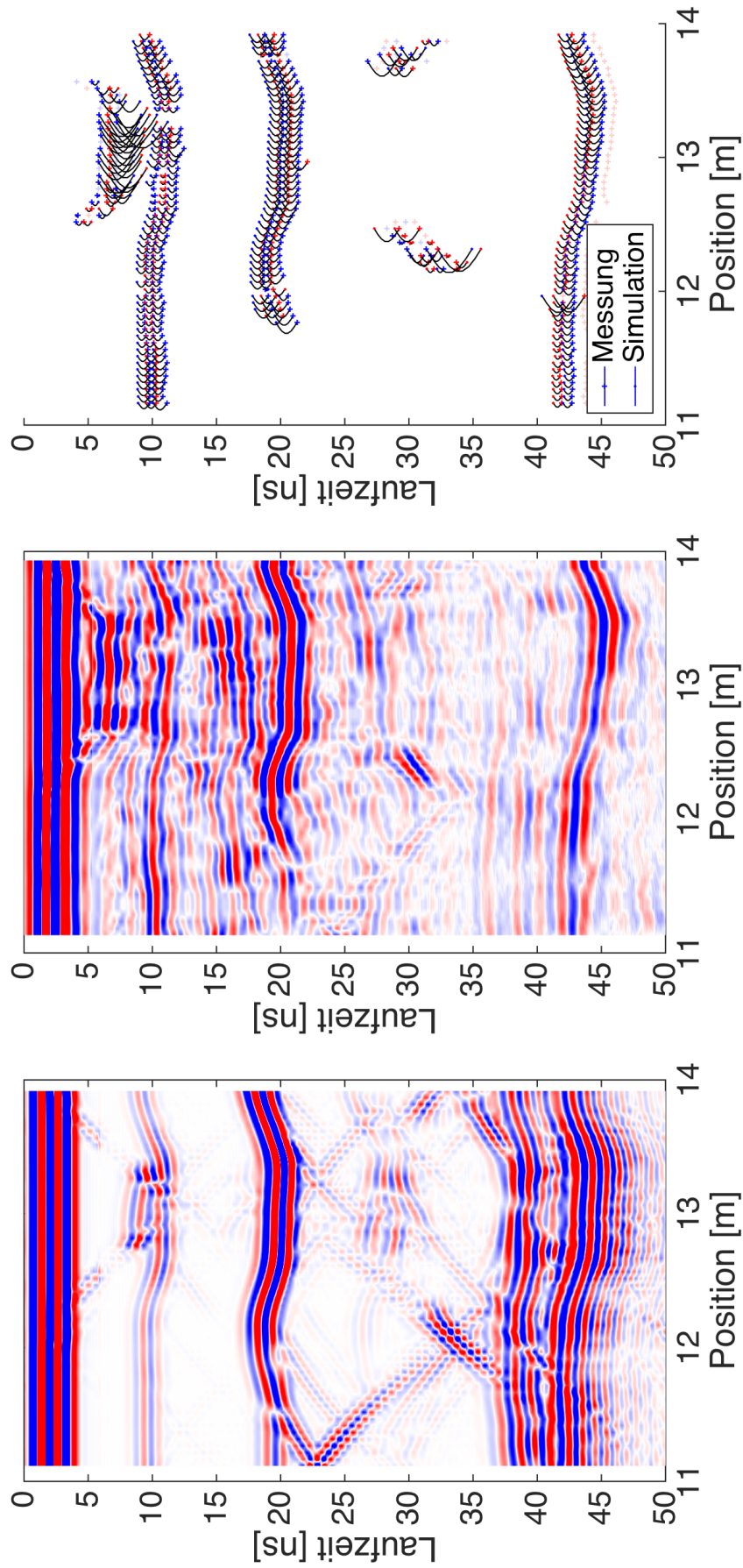


Abbildung 6.2: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 13 m. Radargramm gemessen 20 Min nach 12 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.55$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

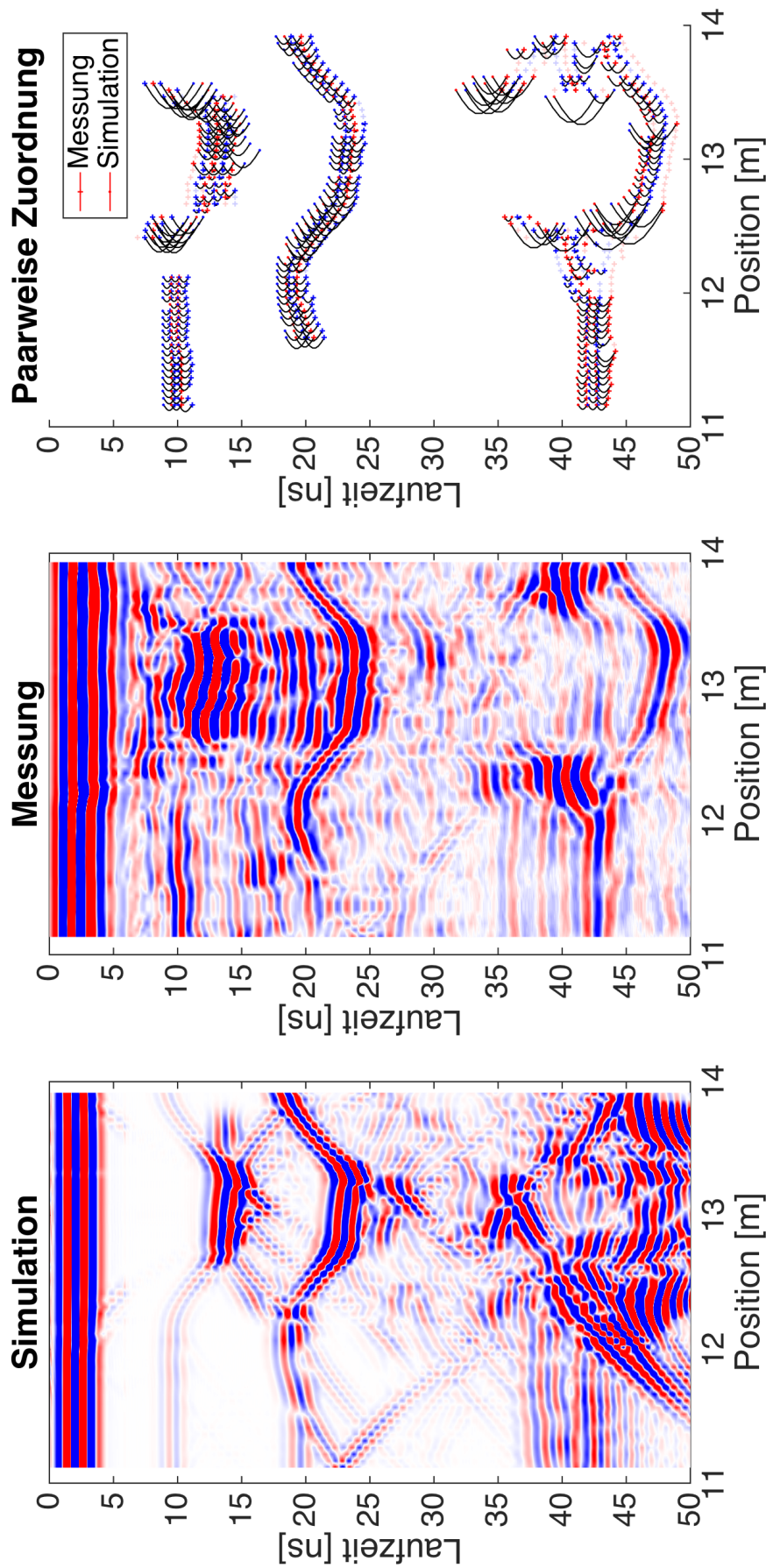


Abbildung 6.3: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 13 m. Radargramm gemessen 2 Min nach 24 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.89 \text{ ns}$; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

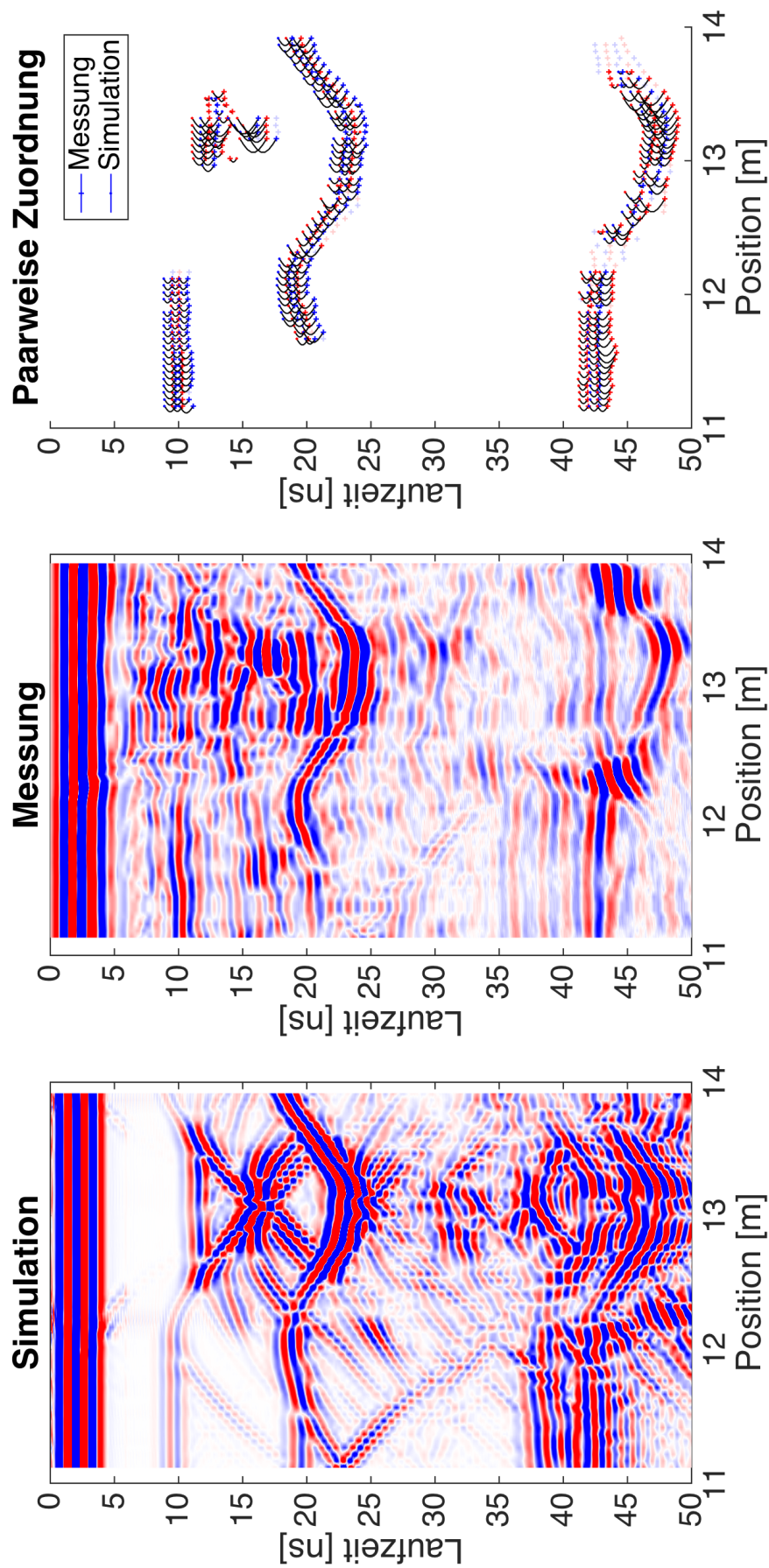


Abbildung 6.4: Vergleich von simuliertem und gemessenem Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 13 m. Radargramm gemessen 30 Min nach 24 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.38$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

Durch die deutlich kürzer gewählte Infiltrationsdauer in den beiden ersten Events diesem Experiment ist in den Messdaten ein starker Einfluss von kleinskaligen Bodenstrukturen sichtbar (Abbildung 6.5 und 6.6). Diese erzeugen zusätzliche Reflexionen, deren Amplitude mit der Zeit abnimmt bis sie bei den längeren Infiltrationsevents nicht mehr sichtbar sind. Mögliche Gründe für diese Abnahme der Amplitude wurden bereits in Abschnitt ?? diskutiert. Wir gehen davon aus, dass dies einem Effekt entspricht, der außerhalb des Gültigkeitsbereiches der Richards-Gleichung liegt und daher nicht durch die hydraulische Simulation reproduziert werden kann. Um dennoch Messdaten und Simulation vergleichen zu können, stammen die Radargramme in Abbildung 6.5 und 6.6 aus hydraulischen Simulationen mit Millerskalierung. Für die Radargramme in Abbildung 6.7 und 6.8 wurde der hydraulische Prozess hingegen ohne zusätzliche Heterogenitäten simuliert. Das Ziel ist dabei nicht den Prozess, der für das Verschwinden der Heterogenität sorgt, zu simulieren. Es soll vielmehr gezeigt werden, dass die gemessenen Signale einem hydraulischen Prozess in Boden mit bzw. ohne Bodenstrukturen entspricht.

Phänomenologisch wird in der Simulation so dasselbe Signal wie in der Messung erzeugt. Dies sind nach dem Infiltrationsevent von 3 Minuten Dauer (Abbildung 6.5) viele schräge parallele Signale die im Radargramm unterhalb des Infiltrationsbereiches liegen. Für die Entstehung dieses Signals siehe auch Abbildung 3.3.

Nach der 6-Minuten-Infiltration (Abbildung 6.6) erscheinen diese parallelen Signale unregelmäßiger angeordnet, bilden prinzipiell jedoch auch die charakteristische x-Form. Beides ist auch in den simulierten Radargrammen sichtbar. Die parallelen Signale werden hier durch die geringere räumliche Auflösung gepunktet dargestellt.

Außerdem ist auffällig, dass der Winkel des x-förmigen Signals in der Simulation anders als im Experiment ist. Dieser wird vor allem durch die Permittivität im Infiltrationspuls bestimmt, die angibt, wie sehr sich die Laufzeit der Reflexionen an den beiden äußeren Rändern des Infiltrationspulses unterscheidet. In der Simulation ist dieser Unterschied größer, weshalb hier offenbar der Wassergehalt im Infiltrationspuls über dem im Experiment liegt.

Auch für dieses Signal ist die paarweise Zuordnung aufgrund der großen Signaldichte fehleranfällig. Dadurch trägt dieser Teil des Radargramms überproportional zur mittleren Laufzeitdifferenz $\langle \Delta t \rangle$ bei.

Einfluss der Korrelationslänge und Varianz der Variabilität

Wie oben gezeigt ist es prinzipiell möglich, phänomenologisch mit Millerskalierung in einer Simulation jene Signale zu reproduzieren, die aus Reflexionen an Bodenvariabilität im Infiltrationsbereich entstehen. Für das Erscheinungsbild dieser Signale ist die konkrete räumliche Anordnung der Skalierungsparameter entscheidend.

Die oben gezeigten Simulationen basieren auf einem Skalierungsfeld, bei dem die Parameter zwischen 0.95 und 1.05 variieren. Für Details zur Skalierung der Bodeneigenschaften siehe Miller, (1956). Die Skalierungsparameter sind so angeordnet, dass sie zufällig geformte Strukturen mit scharfen Rändern bilden.

Der Mittelwert des gesamten Skalierungsfeldes beträgt 1, sodass die makroskopischen Materialeigenschaften unverändert bleiben. Das für die Simulationen verwendete Skalierungsfeld, wird in Abbildung 6.9 gezeigt.

Die Größe der Strukturen im Skalierungsfeld ist erst dann von Bedeutung, wenn sie in der

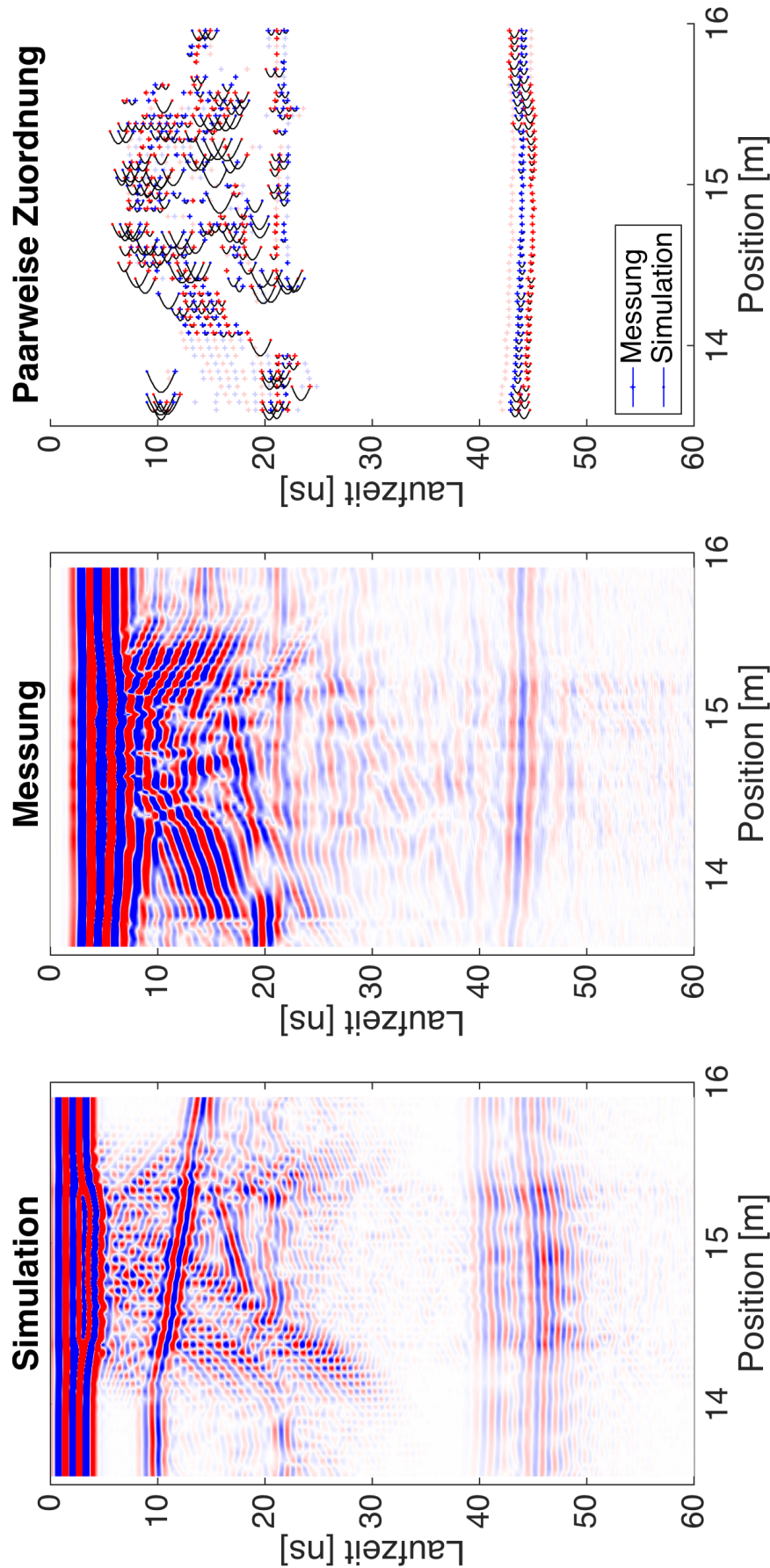


Abbildung 6.5: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des ersten Infiltrationsevents bei 15 m. Radargramm gemessen 1.5 Min nach 3 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 0.91$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

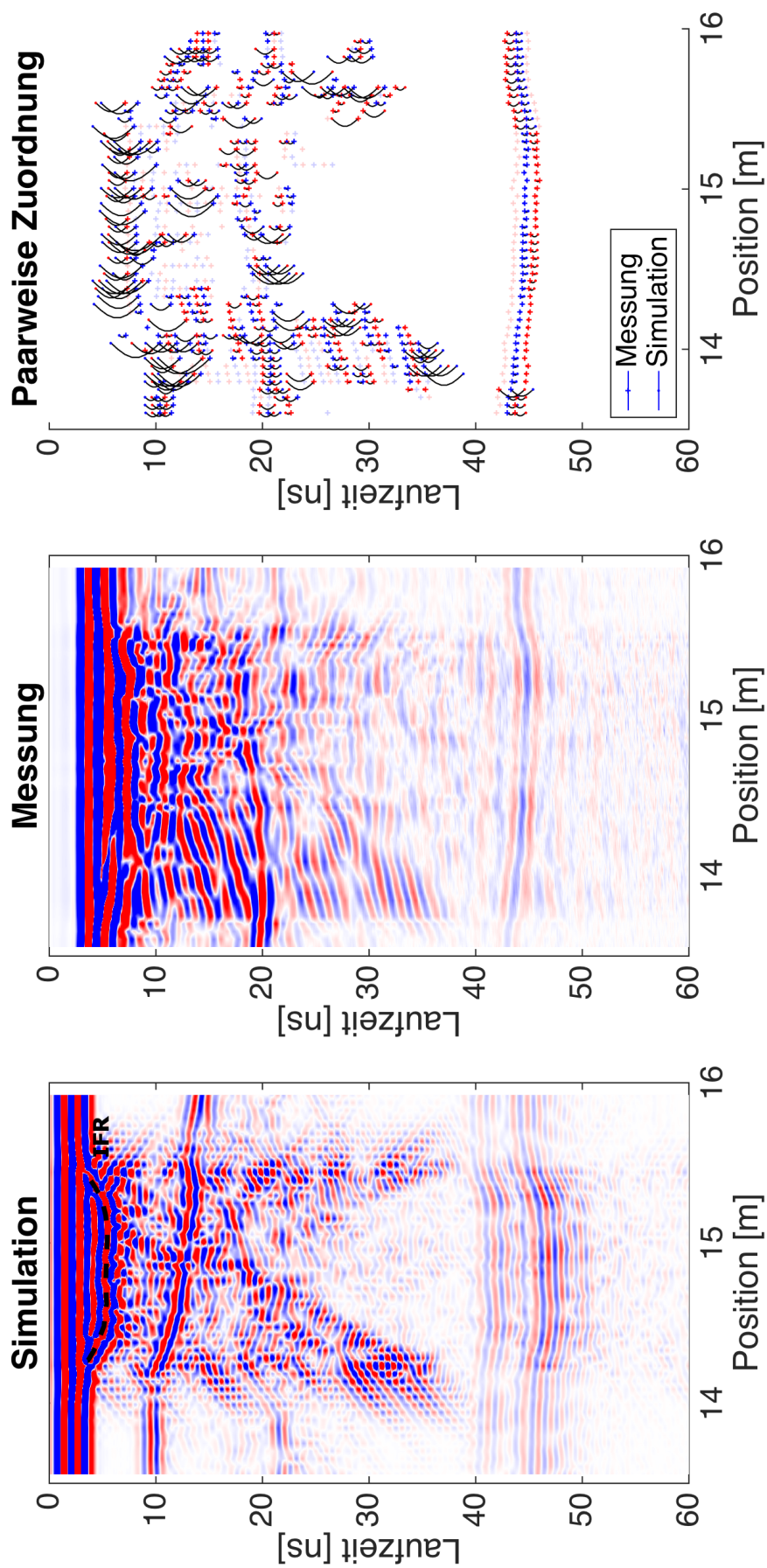


Abbildung 6.6: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des zweiten Infiltrationsevents bei 15 m. Radargramm gemessen 1 Min nach 6 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.63$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

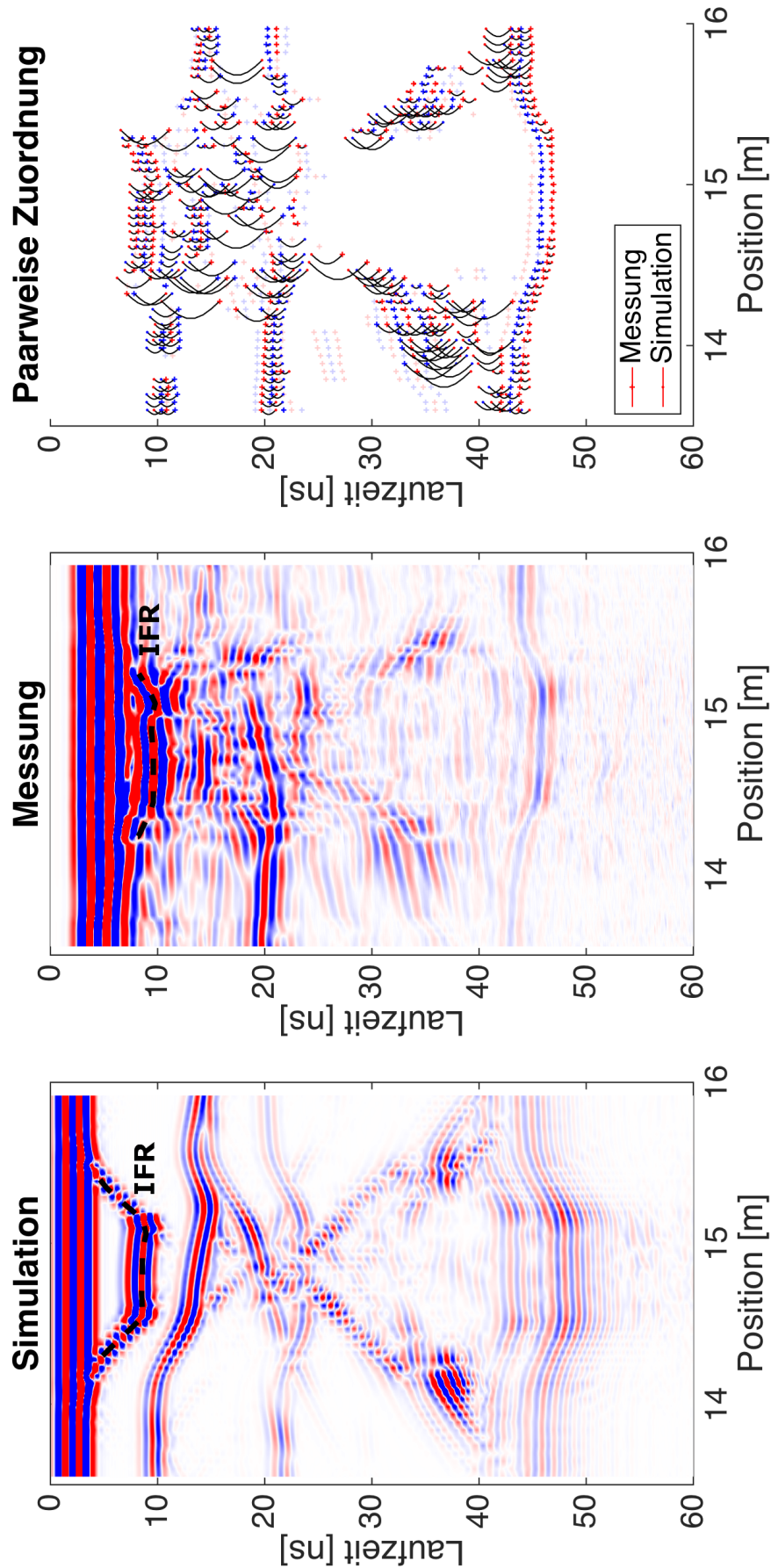


Abbildung 6.7: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des dritten Infiltrationsevents bei 15 m. Radargramm gemessen 4 Min nach 9 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 1.91$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

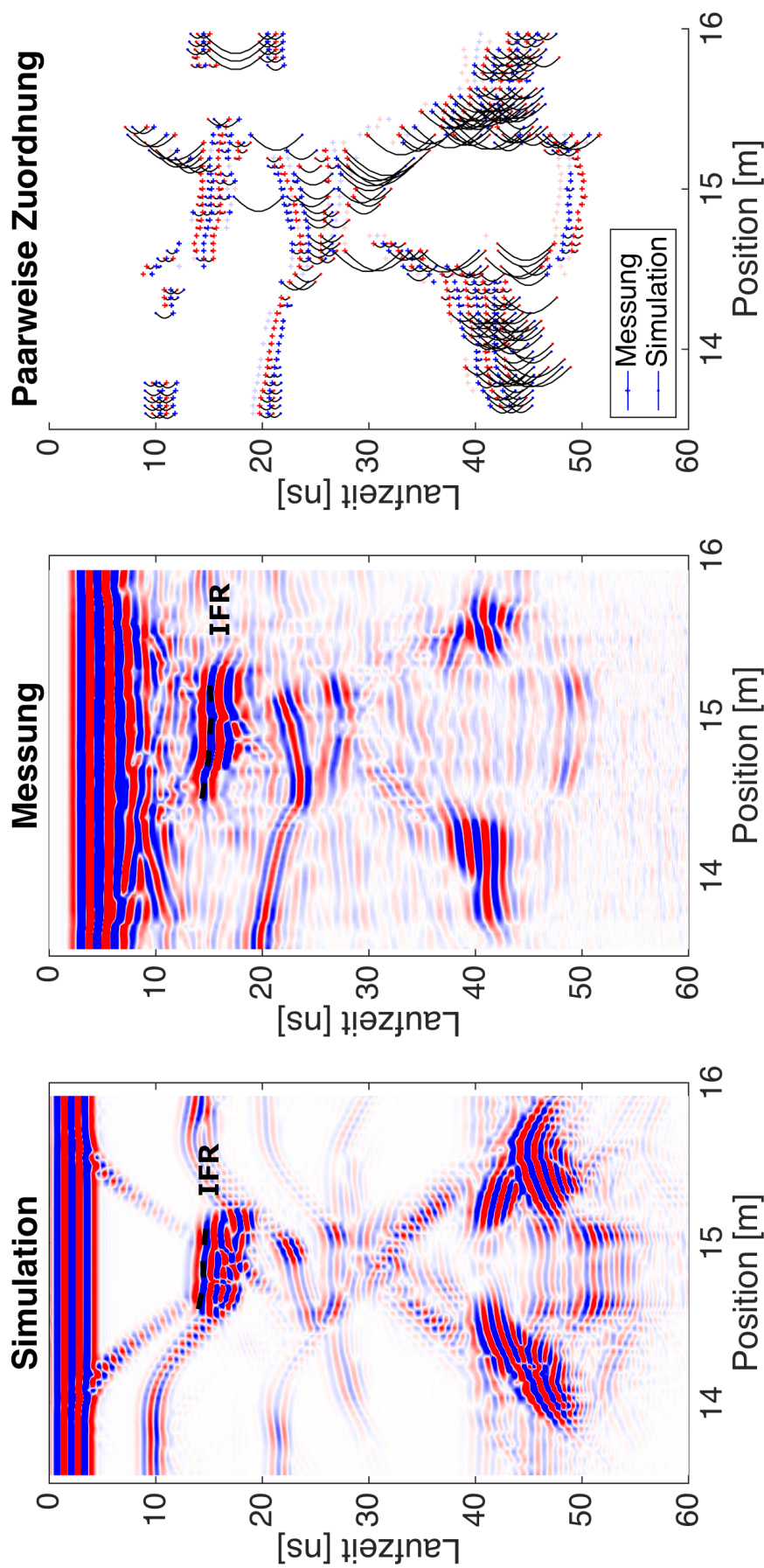


Abbildung 6.8: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm mit der hydraulischen Randbedingung des vierten Infiltrationsevents bei 15 m. Radargramm gemessen 2 Min nach 24 Min-Infiltration. $\langle \Delta t \rangle = 2.26$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

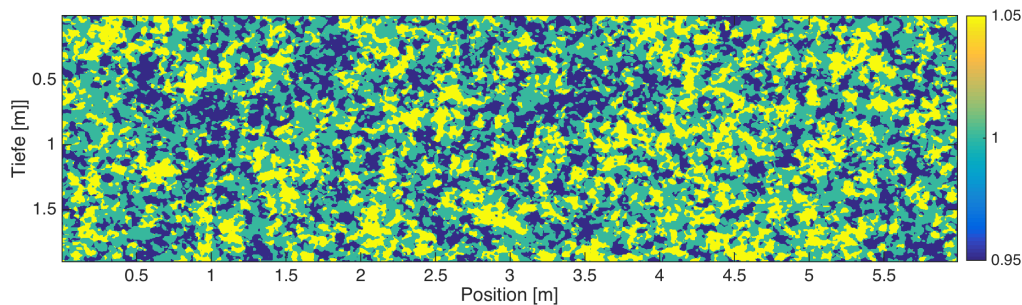


Abbildung 6.9: Räumliche Anordnung der Skalierungsparameter, wie sie für die Simulation von Bodenvariabilität verwendet wurden.

Größenordnung der Wellenlänge des verwendeten Radarsignals liegt. Strukturen, die deutlich kleiner als die Wellenlänge sind, können nicht mit dieser als im Radargramm erkennbare Struktur aufgelöst werden. Vielmehr entsteht eine räumliche Mittelung der Bodenpermittivität auf der Größenskala der Wellenlänge. Sind auch in diesem Mittel noch deutliche Variationen des Skalierungsfeldes erkennbar, entstehen auch dort sichtbare Reflexionen des Radarsignals.

Dies ist auch bei dem gezeigten Skalierungsfeld der Fall. Dort sind im Infiltrationsbereich zwischen 2 m und 4 m an der Bodenoberfläche deutlich mehr Strukturen zu sehen, als Signale im zugehörigen simulierten Radargramm (siehe Abbildung 6.5). Insbesondere an den sehr kleinen Strukturen im Skalierungsfeld entstehen hier keine erkennbaren Reflexionen. Die kleinen Strukturen gehen aber in den Mittelwert der Bodenpermittivität ein, der durch Laufzeit und Amplitude der charakteristischen Reflexionssignale im Radargramm repräsentiert wird. So lange der Mittelwert auf der Größenskala der Wellenlänge unverändert bleibt, hat weder die Größe noch die Position der Strukturen einen messbaren Einfluss auf das Radarsignal.

Bei Strukturen größer als die verwendete Wellenlänge kann man davon ausgehen, dass diese einzelne Reflexionen auslösen. Dann sollte sowohl die Größe als auch die Position dieser Strukturen aus dem Radargramm abschätzbar sein.

Unabhängig von der Größe der Strukturen lässt sich aus dem Radarsignal die Varianz des Skalierungsfeldes abschätzen. Dabei wird ausgenutzt, dass die Amplitude reflektierter elektromagnetischer Wellen von der Größe der Permittivitätsänderung an der reflektierenden Struktur abhängt. Die prinzipielle Abnahme der Amplitude des Signals mit der Entfernung zum Sender muss dabei berücksichtigt werden. Im gemessenen Radargramm ist die Amplitude der Reflexionen an den Strukturen im Infiltrationsbereich in der Größenordnung der Schichtgrenzreflexionen. Daher können wir davon ausgehen, dass die Variation der Permittivität im Infiltrationsbereich in ihrer Größenordnung der Permittivitätsänderung an den Materialgrenzen entspricht.

Modellierbarkeit zweidimensionaler Radargramme aus Inversionsergebnis

Der Transfer von Ergebnissen einer 1D-basierten Inversionsrechnung auf zweidimensionale Messwerte ist gemessen am Vergleich simulierter und gemessener Infiltrationsradargramme prinzipiell möglich.

Dabei ist deutlich, dass der größte Informationsgehalt in der 1D-Darstellung in der Laufzeit

der Schichtgrenzen liegt. Die Parameter aus der Inversionsrechnung optimieren daher vor allem die Signallaufzeit dieser Reflexionen, die entsprechend auch gut im zweidimensionalen Fall reproduziert werden können. Die simulierten Radargramme weichen allerdings dann ab, wenn horizontale Flüsse, beispielsweise an Schichtgrenzen, relevant sind.

Die Reproduktion von Reflexionen durch kleinskalige Bodenstrukturen ist phänomenologisch durch Millerskalierung möglich. Die räumliche Verteilung und Größe dieser Skalierungsparameter müsste allerdings zusätzlich durch eine Inversionsrechnung bestimmt werden, wenn diese Signale in Simulation und Experiment exakt verglichen werden sollen.

6.2 Fluktuation des Wasserspiegels nach Infiltrationsexperiment

In Abschnitt 4.2 wurden die Common-Offset-Messungen während der Fluktuation des Wasserspiegels vorgestellt. Auffälligstes Merkmal der Messungen ist die Verformung des Kapillarsaums während des Wasserspiegelanstiegs, so dass ein zusätzliches Reflexionssignal messbar ist.

Abbildung 6.10 und 6.11 zeigen den Vergleich gemessener und simulierter Radargramme für jeweils einen Zeitpunkt während des Anstiegs und des Absenkens des Wasserspiegels. Der hydraulische Zustand wurde dabei mit den Parametern berechnet, die als Ergebnis der Inversionsrechnung das geringste Residuum für den Datensatz des Wasserspiegalexperiments ergeben. Im Vergleich der 2D-Radargramme aus Simulation und Messung ist sichtbar, dass die charakteristische Verdoppelung der Kapillarsaumsreflexion beim Wasserspiegelanstieg auch in der Simulation auftritt (Abbildung 6.10). Die Verdoppelung verschwindet während des Absenkens des Wasserspiegels (Abbildung 6.11). Das bedeutet, dass die Verformung des Kapillarsaums, die zu diesem speziellen Signal führt, gut durch die geschätzten Parameter simuliert werden kann.

Abweichungen gibt es hingegen deutlich im Bereich des ehemaligen Infiltrationsgebietes. Dort sind die Laufzeiten der Schichtreflexionen in der Simulation deutlich stärker erhöht als dies in der Messung der Fall ist. Das bedeutet, dass in der Simulation der mittlere Wassergehalt in diesem Bereich größer ist als während der Messung. Dies entsteht, weil in der Realität die Relaxation der Infiltration, also der Transport des infiltrierten Wassers im Schweif der Infiltrationsfront nach unten, deutlich schneller stattfindet als es die bestimmten Parameter in der Simulation angeben.

Ein Grund für diese Abweichung ist vermutlich eine fehlerhafte Bestimmung der Bodenparameter. Dies kann verursacht werden durch die geringe Abdeckung verschiedener Wassergehalte in der Materialschicht nahe der Bodenoberfläche im Datensatz, der zur Schätzung der Parameter verwendet wurde. Da auch für den höchsten Wasserstand nur ein geringer Teil dieses Materials gesättigt ist, ist im Datensatz kaum Dynamik vorhanden, aus der die Fließgeschwindigkeiten in dieser Schicht geschätzt werden könnten.

Auch die Laufzeit der Kapillarsaumsreflexion wird in der Simulation nicht exakt reproduziert. Dies gilt insbesondere für das verdoppelte Signal während des Anstiegs des Wasserspiegels. Dieses ist im Infiltrationsbereich sowohl in Simulation als auch in der Messung nur teilweise sichtbar. Da der Datensatz der Inversionsrechnung aus einer eindimensionalen Darstellung in der Mitte des Infiltrationsbereiches generiert wurde, gehen die Signale der Kapillarsaumsreflexion nur mit geringem Gewicht in die Bestimmung der Parameter ein. Hier zeigt sich deutlich die Schwäche

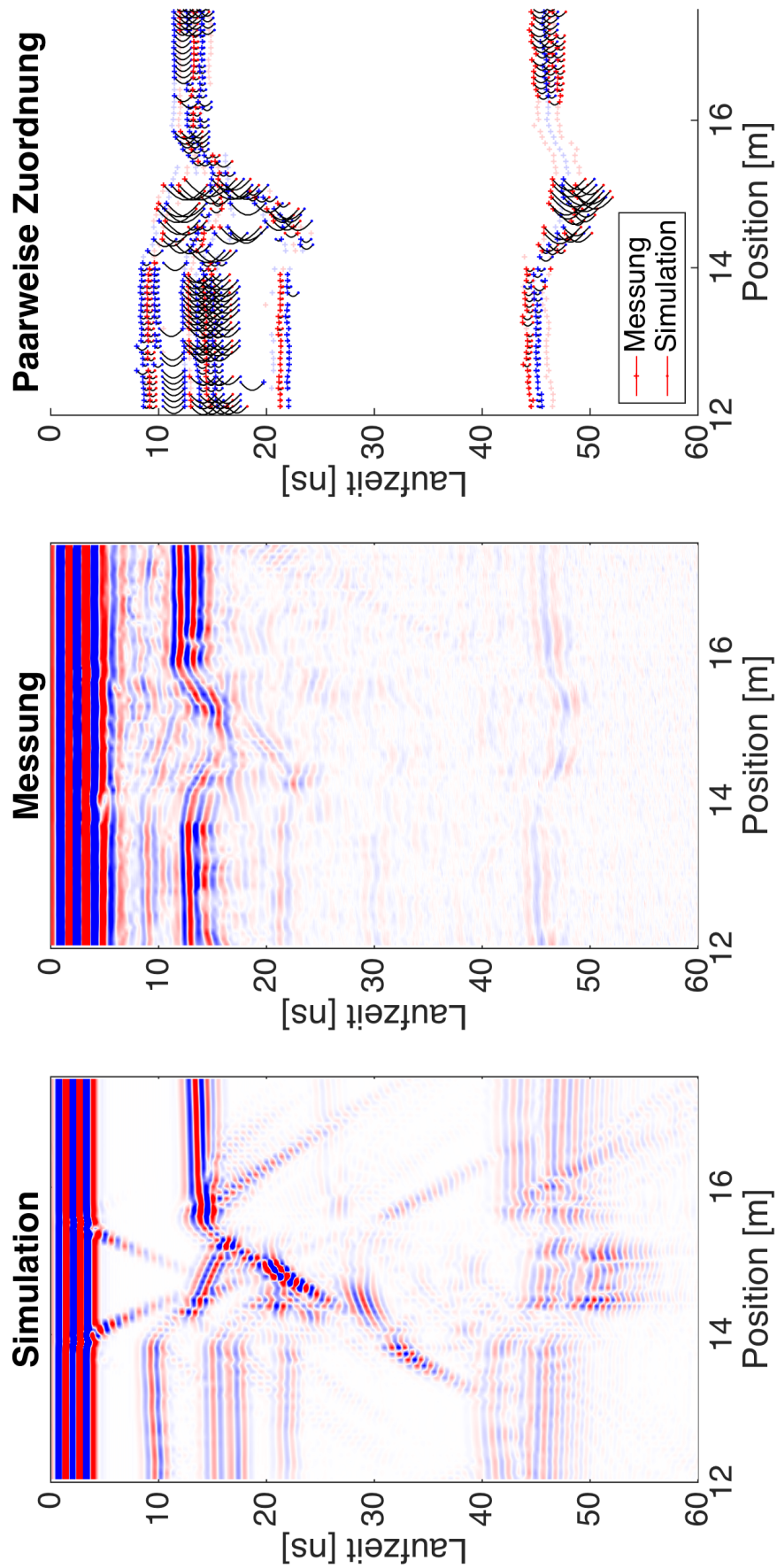


Abbildung 6.10: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm während der induzierten Veränderung der Wasserspiegelhöhe. Radargramm gemessen bei steigendem Wasserspiegel 1.02 m unter der Bodenoberfläche. $\langle \Delta t \rangle = 1.65$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

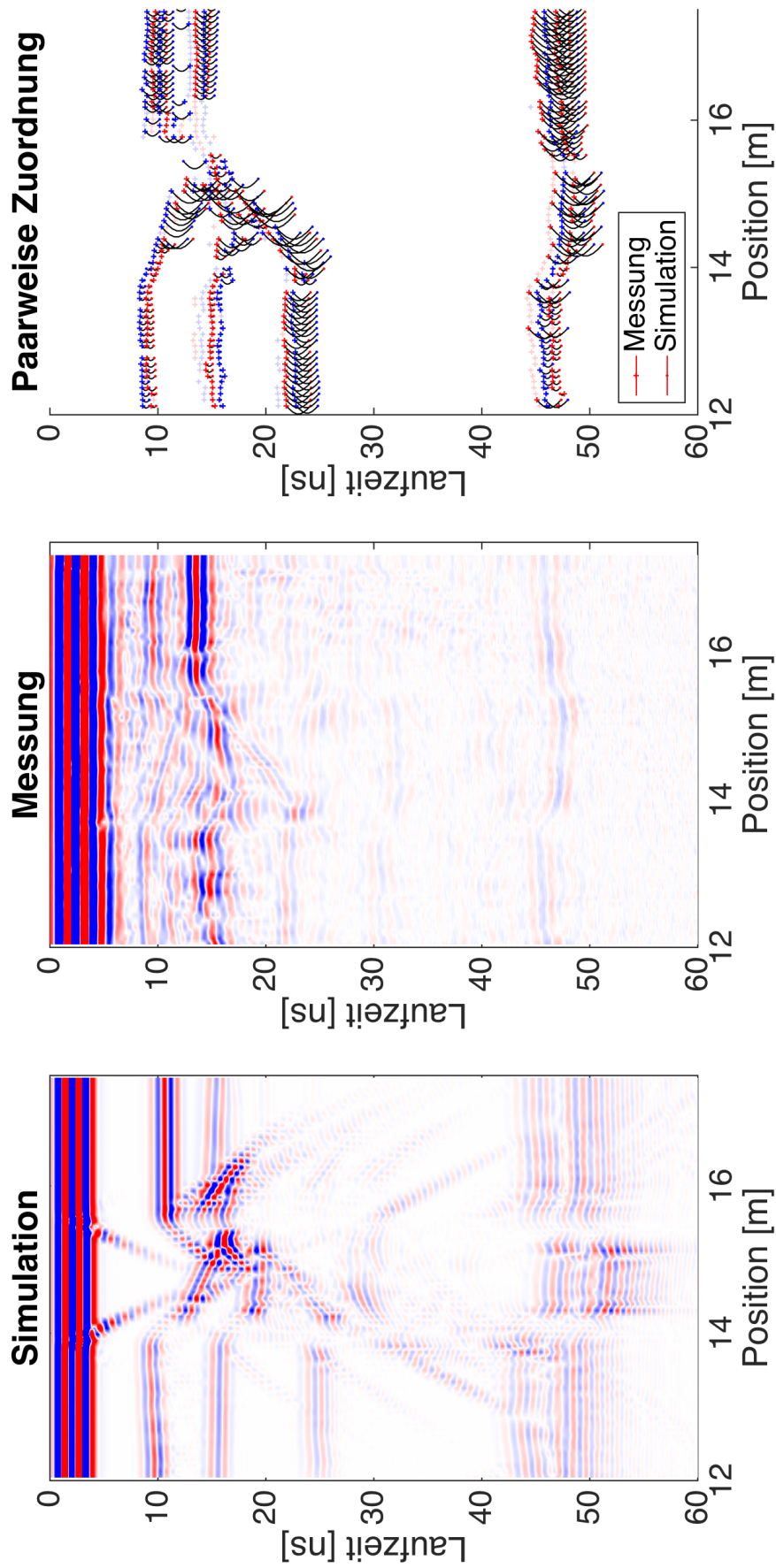


Abbildung 6.11: Vergleich von simuliertem und gemessenen Common-Offset Radargramm während der induzierten Veränderung der Wasserspiegellhöhe. Radargramm gemessen bei sinkendem Wasserspiegel 1.11 m unter der Bodenoberfläche. $\langle \Delta t \rangle = 1.90$ ns; siehe auch Bildunterschrift von Abbildung 6.1

der 1D basierten Inversionsrechnung, weil eine offensichtlich relevante Information nicht einbezogen werden kann.

6.3 Zusammenfassung

Prinzipiell ist es möglich die Ergebnisse der 1D-basierten Schätzung von Materialparametern für die Simulation zweidimensionaler Radarmessungen zu verwenden.

So wie auch im Ergebnis der 1D-Schätzung die Abweichung der Laufzeiten im simulierten und gemessenen Radargramm zeitlich variieren, ist auch im Vergleich der 2D-Radardaten der Unterschied je nach Zeitpunkt verschieden groß. So stimmen beispielsweise für die Radargramme des Infiltrationsexperiments die Laufzeiten der zugeordneten Signale kurz nach den Infiltrationsevents jeweils besser mit der Messung überein als während der Relaxation.

Es ist davon auszugehen, dass die Genauigkeit der bestimmten hydraulischen Bodeneigenschaften mit dem Wassergehalt variiert. Dies entspricht auch der Interpretation der verschiedenen gefunden Funktionen für Bodenwassercharakteristik und hydraulischer Leitfähigkeit (siehe Abbildung 5.13). Dort sind Wassergehaltsbereiche mit guter Übereinstimmung aller gefundenen Parametersätze unabhängig vom betrachteten Datensatz erkennbar und Bereiche, in denen trotz ausreichend vorhandener Datenlage die Funktionen in einem breiten Spektrum variieren. Insbesondere für letztere Wassergehaltsbereiche ist eine große Abweichung der simulierten Radargramme von den Messungen zu erwarten.

Dies ist gerade für die hydraulische Leitfähigkeit bei kleinen Wassergehalten der Fall, die bestimmt, in welcher Geschwindigkeit das infiltrierte Wasser hinter der Infiltrationsfront nach unten transportiert wird. Dort sind in der Simulation große Abweichungen zur Messung sichtbar.

Für die Modellierbarkeit zweidimensionaler Messergebnisse mit Parametern auf Basis einer eindimensionalen Inversion gelten somit allgemein drei Aussagen:

- Die Modellgültigkeit bestimmt ob ein Prozess prinzipiell simuliert werden kann. Ein Beispiel für einen beobachteten Prozess außerhalb der Gültigkeit des verwendeten Modells, ist die zeitliche Abnahme von kleinskaligen Wassergehaltsvariationen im Infiltrationsbereich.
- Die Unsicherheit der hydraulischen Bodenparameter in Abhängigkeit vom Wassergehaltsbereich überträgt sich auf die zweidimensionale Simulation. Ein Beispiel ist die hohe Unsicherheit der geschätzten hydraulischen Leitfähigkeit, die für unterschiedliche Propagationsgeschwindigkeiten in Simulation und Experiment sorgt.
- Die horizontale Flusskomponente kann durch die eindimensionale Darstellung nicht erfasst werden. Daher können entsprechende Prozesse in der zweidimensionalen Simulation auch nicht reproduziert werden.

Kapitel 7

Zusammenfassung und Fazit

In dieser Arbeit wurde untersucht, ob es möglich ist, aus GPR-Messungen über Infiltrationsexperimenten hydraulische Bodeneigenschaften zu bestimmen. Dafür wurde zunächst anhand numerischer Simulationen untersucht, welche Informationen über Infiltration in Radardaten enthalten ist. Demnach sind solche Messungen vor allem dann sinnvoll, wenn im Boden Strukturen vorhanden sind, die für eine Reflexion der elektromagnetischen Wellen des Radars sorgen, wie zum Beispiel Materialschichten. Die Information über den Infiltrationsprozess steckt dann in der Laufzeitänderung der Reflexionen an diesen Strukturen, die die Entwicklung des mittleren Wassergehaltes repräsentiert.

Je nach Infiltrationsfluss und Bodeneigenschaften sind auch Reflexionen an der Infiltrationsfront messbar. Aus diesen kann bei der Verwendung von GPR-Messungen mit verschiedenen Antennenabständen die Tiefe der Front und der mittlere Wassergehalt darüber bestimmt werden.

Die Grenzen für GPR als Messmethode für Infiltrationsprozesse liegen bei der Analyse der konkreten Wassergehaltsverteilung im Boden. Insbesondere die Form eines Infiltrationspulses ist aus Radardaten nur unzureichend rekonstruierbar, da die Hauptinformation in räumlichen Mittelwerten des Wassergehaltes liegt. Die Interferenz mit Signalen von kleinskaligen Bodenstrukturen beeinflusst zusätzlich die Auswertbarkeit der Radardaten.

Für die angewandte Forschung ist insbesondere ein Transfer der hier betrachteten Experimente auf natürlichen Boden interessant. Ziel ist dann Bestimmung von Bodeneigenschaften eines beliebigen Bodens aus Infiltrationsexperimenten. Auch die Nutzung von natürlichen Niederschlagsereignissen für eine solche Bestimmung ist denkbar. Die Messungen mit GPR als Messmethode sind dafür ideal, da nichtinvasiv und schnell hochauflösend durchführbar.

Die Auswertbarkeit dieser Messungen hängt aber stark vom tatsächlich betrachteten Boden ab. So steigt der Informationsgehalt von GPR-Messungen durch die Existenz von reflektierenden Strukturen im Boden wie beschrieben deutlich, ist aber nicht in jedem Boden gegeben. Auch eine nicht-vernachlässigbare elektrische Leitfähigkeit des Bodens, wie sie zum Beispiel durch Düngemittel auf landwirtschaftlich genutzten Boden entstehen kann, verhindert sinnvolle GPR-Messungen.

Bei der Verwendung von natürlichem Niederschlag muss für eine detaillierte Messung der Randbedingung gesorgt sein. Infiltration ist in GPR-Messdaten am besten sichtbar, wenn ein starkes

Infiltrationsereignis in sehr trockenem Boden betrachtet wird. Dann entstehen starke Wassergehaltsgradienten im Boden, die für Reflexionen der Radarstrahlung sorgen. Solche starken Niederschlagsereignisse in Kombination mit einer vorangehenden langen Trockenperiode sind je nach Region jedoch selten. In ariden und semiariden Regionen, die in ihren Bodenbedingungen denen dieser Studie entsprechen, treten solche Niederschlagsereignisse hingegen häufiger auf. Auch eine Zeitreihe vieler verschieden starker Regenevents kann eventuell genug Information enthalten und alternativ beobachtet werden. Die Messung solch einer Zeitreihe ist dann aber mit entsprechend höherem Aufwand verbunden.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Experimente, haben zum Ziel, die für den betrachteten sandigen Boden der ASSESS-Site relevanten Prozesse während einer Infiltration und ihre Messbarkeit mit GPR zu untersuchen. Dabei wurde als stärkster Einfluss auf den Infiltrationsprozess die infiltrierte Wassermenge identifiziert. Diese wurde im Experiment durch die Dauer der Infiltrationsevents variiert. Durch die Variation der hydraulischen Leitfähigkeit mit dem Wassergehalt über mehrere Größenordnungen bestimmt die im Boden vorhandenen Wassermenge stark die Propagationsgeschwindigkeit des Infiltrationspulses. Auch das Verhältnis von Advektion und Dispersion, welches letztendlich die Form des Infiltrationspulses bestimmt, ist stark wassergehaltsabhängig. Die Propagationstiefe und -geschwindigkeit des Infiltrationspulses lassen sich dabei aus Radarmessungen gut bestimmen, so lange eine ausreichend starke Front vorhanden ist, die eine Reflexion der Radarstrahlung zu erzeugt.

Für sehr kurze Infiltrationsevents wurde außerdem ein starker Einfluss von kleinskaligen Variationen der Wassergehaltsverteilung beobachtet. Diese Variation kann prinzipiell durch die räumliche Variation von Bodeneigenschaften wie der Porosität entstehen. Die beobachtete Bodenvariabilität ist jedoch zeitlich nicht konstant und kann daher nicht durch statische Bodenstrukturen erklärt werden.

Als Ursache für eine zeitliche Änderung von Wassergehaltsvariationen während einer Infiltration kommt beispielsweise Makroporenfluss, Fingering oder Mehrphasenfluss in Frage. Insbesondere das langsame Entweichen von im Porenraum eingeschlossener Luft, wodurch einige Bodenbereiche nur langsam mit Wasser gesättigt werden, passt in seiner Zeitskala zu der Beobachtung. Fingering und Makroporenfluss sorgen hingegen für eine deutlich erhöhte Propagationsgeschwindigkeit, die im Experiment nicht beobachtet wird.

Die Ursache der beobachteten Bodenstrukturen kann jedoch aus den Radarmessungen nicht bestimmt werden. Grund ist die räumliche Mittelung auf Größenordnung der Messwellenlänge. Dadurch kann im Radargramm nicht bestimmt werden, welche Ausdehnung und Verteilung die Strukturen haben. Der Vergleich mit numerischen Simulation unter Verwendung von Miller-Skalierung zeigt, dass das Erscheinungsbild der Strukturen im Radargramm prinzipiell von Strukturen jeglicher Ausdehnung, die kleiner als die Radarwellenlänge ist, erzeugt werden kann.

Die Existenz einer Bodenschicht mit geringer hydraulischer Leitfähigkeit kann die Verteilung infiltrierten Wassers signifikant beeinflussen und die korrekte Repräsentierung dieses Prozesses im Modell ist daher insbesondere in Bezug auf Grundwasserbildung oder landwirtschaftliche Bewässerung wichtig.

In den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Experimenten wurde kein Einfluss der Schichtgrenzen auf die Wassergehaltsverteilung festgestellt. Die Identifikation eines solchen Einflusses

anhand von GPR-Daten ist jedoch allgemein schwierig. So erzeugt beispielsweise eine Stauung von infiltriertem Wasser an einer Schichtgrenze selbst in Simulationen homogenen Bodens nur ein schwaches Signal, das bei Messungen in realen Böden leicht durch Interferenz mit anderen Signalen nicht identifizierbar wird.

Die Analyse in dieser Arbeit stützt sich daher vor allem auf die räumliche Verteilung des Wassergehalts im vertikalen Mittel, wie sie anhand der Laufzeit von Schichtgrenzreflexionen bestimmt werden kann. Diese Verteilung ist im zeitlichen Verlauf konstant, was gegen das Auftreten von lateralen Flüssen im untersuchten Experiment spricht.

Für eine Arbeit, deren Fokus stärker auf der Untersuchung von Infiltration an Materialgrenzen liegt, sollte hier ein Vergleich mit Punktmessungen des Wassergehalts, zum Beispiel durch TDR-Sonden im Boden, erfolgen.

Die Messdaten der experimentellen Studie wurden verwendet um zu untersuchen, ob es prinzipiell möglich ist durch inverse Modellierung aus GPR-Messdaten von Infiltrationsexperimenten Bodeneigenschaften zu schätzen.

Die Genauigkeit der in dieser Arbeit bestimmten Bodeneigenschaften ist dabei limitiert durch die Kompliziertheit der hochdimensionalen Residuumslandschaft. Es kann gezeigt werden, dass die Topographie durch den Algorithmus, der simulierte und gemessene Radargramme vergleicht und das Residuum berechnet, stark beeinflusst wird. Hier ist deutlicher Raum für Verbesserungen. Insbesondere die Entwicklung eines stabilen Verfahrens zur Residuumberechnung aus Radardaten ist für weitergehende Arbeiten in Bezug auf inverser Modellierung auf Basis von GPR zwingend notwendig.

Die Inversionsrechnung selbst kann verbessert werden, in dem die Wahl eines effizienten Optimierungsalgorithmus anhand detaillierter Analysen der Residuumslandschaft stattfindet. Insbesondere die Tiefe und Verteilung lokaler Minima im Vergleich zum globalen Minimum muss dabei berücksichtigt werden. Eine andere Möglichkeit ist die Verwendung eines hochaufgelösten Residuums-Scans. Dies ist nur bei Zugang zu entsprechend großen Rechenressourcen möglich. Auch die Nutzung von Korrelationen zwischen einzelnen Parametern kann das Problem vereinfachen.

Die Übertragbarkeit berechneter hydraulischer Eigenschaften auf andere Experimente beschränkt sich auf den Wassergehaltsbereich, in dem die Eigenschaften bestimmt wurden. Daher sollten Experimente, die mit dem Ziel der Parameterschätzung durchgeführt werden, so aufgebaut sein, dass ein möglichst großer Wassergehaltsbereich im betrachteten Bodenmaterial abgedeckt wird. Bei Infiltrationsexperimenten kann dies zum Beispiel durch die Kombination verschieden starker Infiltrationsflüsse erfolgen.

Insbesondere der Vergleich zu Bodeneigenschaften, die aus Inhibition- und Drainage-Experimenten bestimmt wurden, steht hier im Fokus. Dabei wurde im Rahmen der Genauigkeit der hier vorgestellten Rechnung kein Nachteil von Infiltrationsdaten gegenüber anderen Messdaten festgestellt. Die Bestimmung hydraulischer Bodeneigenschaften aus Infiltrationsdaten ist somit ebenso gut möglich wie aus Experimenten mit Variation der Wasserspiegellhöhe.

Die Möglichkeit Infiltrationsexperimente und GPR-Messungen für die Bestimmung von Bodeneigenschaften zu verwenden eröffnet die Perspektive nichtinvasiv die hydraulischen Eigenschaften großer Gebiete zu erkunden.

Die Veränderung der Wasserspiegellhöhe, wie sie in bisherigen Studien für die Schätzung von

Bodeneigenschaften genutzt wurde, ist operationell auf einer Dimension einiger Kilometer nicht realistisch. Infiltrationsexperimente sind dort hingegen deutlich einfacher zu realisieren. Als Randbedingung auf Gebieten mit dieser Dimension kann dabei zum Beispiel natürlicher Niederschlag oder eine landwirtschaftliche Bewässerungsanlage verwendet werden.

Durch die Nutzung von Infiltration erhöht sich die Genauigkeit von Schätzungen der Bodeneigenschaften der oberflächennahen Schichten. Im Gegensatz zu Experimenten mit veränderter Wasserspiegellhöhe wird durch Infiltration ein Großteil der hydraulischen Dynamik in diesen Schichten induziert. Gerade die Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften nahe der Bodenoberfläche ist für die Betrachtung von jeglicher Kopplung mit atmosphärischen Prozessen wie Evapotranspiration und Niederschlag essentiell und hat daher viele Anwendungsmöglichkeiten, beispielsweise in der Landwirtschaft oder Klimasimulation. Dennoch sind auch trotz der vereinfachten Messbedingungen durch die Nutzung von GPR solche Experimente herausfordernd in Bezug auf Messgenauigkeit, Analyse großer Datenmengen und Simulierbarkeit der Hydraulik großer Gebiete.

In dieser Arbeit wurde gezeigt, dass es möglich und sinnvoll ist Infiltration mit GPR zu messen. Der nächste Schritt um dieses Ergebnis für die Analyse von Infiltrationsprozessen zu nutzen, ist die Anwendung auf realem Boden. Die Herausforderung dabei ist der Umgang mit einer nur unzureichend bekannten Bodenarchitektur, die mit großer Wahrscheinlichkeit Strukturen auf mehreren Größenskalen beinhaltet. Materialgrenzen, die in den Messdaten dieser Arbeit stabil nutzbare Reflexionen der Radarstrahlung erzeugen, sind in natürlichem Boden häufig kontinuierlich. Die Verwendung von Reflexionen an solchen Strukturen oder auch ein Fokus der Analyse auf Reflexionen an der Infiltrationsfront, muss daher weiter untersucht werden.

Die Anwendung von Infiltrationsmessungen mit GPR für die Bestimmung von hydraulischen Bodeneigenschaften muss durch die Wahl effizienterer Optimierungsalgorithmen weiter entwickelt werden. Das kann beispielsweise die Nutzung von Filtermethoden wie dem Ensemble-Kalman-Filter sein, die nicht das Ziel haben innerhalb einer Residuumslandschaft ein Minimum zu finden. Vielmehr werden hier die Datenströme aus Simulation und Experiment entsprechend ihrer Varianz kombiniert. Auch andere Monte-Carlo-Methoden, die die Wahrscheinlichkeitsverteilung eines Ergebnisses angeben, können helfen die Problematik vieler lokaler Minima zu lösen.

Literatur

- Antz, B. (2016). „Entwicklung und Modellierung der Hydraulik eines Testfeldes für geophysikalische Messungen“. Diplomarbeit. Universität Heidelberg (siehe S. 66).
- Arya, L. M. u. a. (1999). „Relationship between the Hydraulic Conductivity Function and the Particle-Size Distribution“. In: *Soil Science Society of America* 63, S. 1063–1070 (siehe S. 20).
- Brooks, R.H. und A.T. Corey (1966). „Properties of porous media affecting fluid flow“. In: *Journal of the Irrigation and Drainage Division* 92.2, S. 61–90 (siehe S. 19).
- Buchner, J., U. Wollschläger und K. Roth (2012). „Inverting Surface GPR Data using FDTD Simulation and Automatic Detection of Reflections to Estimate Subsurface Water Content and Geometry“. In: *Geophysics* 77, H45–H55 (siehe S. 29).
- Carsel, R. F. und Parrish, R. S (1988). „Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics“. In: *Water Resources Research* 24.5, S. 755–769 (siehe S. 20).
- Davis, J. L. und A. P. Annan (2002). „Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods“. In: Hrsg. von J. H. Dane und G. C. Topp. *Soil Science Society of America Book Series 5*. Soil Science Society of America, Inc. Kap. The Soil Solution Phase, Water Content, Ground Penetrating Radar to Measure Soil Water Content, S. 446–463 (siehe S. 28).
- Eliassi, M. und R. J. Glas (2001). „On the continuum-scale modeling of gravity-driven fingers in unsaturated porous media: The inadequacy of the Richards equation with standard monotonic constitutive relations and hysteretic equations of state“. In: *Water Resources Research* 37.8, S. 2019–2035 (siehe S. 14).
- Fischer, E. M. (2014). „Autopsy of two mega-heatwaves“. In: *Nature Geoscience* 7, 332 EP – (siehe S. 13).
- Genuchten, M. Th. van (1980). „A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils“. In: *Soil Science Society of America Journal* 44, S. 892–989 (siehe S. 20).
- Hemmer, B. (2017). „Characterization of an Infiltration Device for Infiltration Experiments into Sandy Soils“. Bachelorarbeit. Universität Heidelberg (siehe S. 69).
- Hill, D. E. und J.-Y. Parlange (1972). „Wetting Front Instability in Layered Soils“. In: *Soil Science Society of America* 36.5, S. 697–702 (siehe S. 14).

- Ippisch, O., H.-J. Vogel und P. Bastian (2006). „Validity limits for the van Genuchten- Mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation“. In: *Advances in Water Resources* 29, S. 1780–1789 (siehe S. 24, 125).
- Jackson, J. D. (2014). *Klassische Elektrodynamik*. 3. Aufl. De Gruyter (siehe S. 24, 25).
- Jaumann, S. (2012). „Estimation of effective hydraulic parameters and reconstruction of the natural evaporative boundary forcing on the basis of TDR measurements“. Diplomarbeit. Universität Heidelberg (siehe S. 14, 66).
- Jaumann, S. und K. Roth (2017). „Effect of unrepresented model errors on estimated soil hydraulic material properties“. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, S. 4301–4322 (siehe S. 14, 66, 102).
- Jaumann, S. und K. Roth (2018). „Soil hydraulic material properties and subsurface architecture from time-lapse GPR“. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, S. 2551–2573 (siehe S. 14, 66, 102).
- Jaumann, Stefan (2018). „Estimation of soil water dynamics based on hydrogeophysical measurements“. Diss. Universität Heidelberg (siehe S. 95, 99, 102).
- Klenk, P. (2012). „Developing Ground-Penetrating Radar for Quantitative Soil Hydrology“. Diss. Universität Heidelberg (siehe S. 28, 67).
- Klenk, P., S. Jaumann und K. Roth (2015a). „Monitoring infiltration processes with high-resolution surface-based Ground-Penetrating Radar“. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* (Siehe S. 14, 66, 93).
- Klenk, P., S. Jaumann und K. Roth (2015b). „Quantitative high-resolution observations of soil water dynamics in a complicated architecture using time-lapse ground-penetrating radar“. In: *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, S. 1125–1139 (siehe S. 66, 88).
- Kusogi, K., J. W. Hopmans und J. H. Dane (2002). „Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods“. In: Hrsg. von J. H. Dane und G. C. Topp. Soil Science Society of America Book Series 5. Soil Science Society of America, Inc. Kap. Parametric Models, S. 739–757 (siehe S. 19, 21).
- Mangel, A. (2016). „Advances in Monitoring Dynamic Hydrologic Conditions in the Vadose Zone through Automated High-Resolution Ground-Penetrating Radar Images and Analysis“. Diss. Clemson University (siehe S. 14).
- Mangel, A. R., B. A. Lytle und S. M. J. Moysey (2015). „Automated high-resolution GPR data collection for monitoring dynamic hydrologic processes in two and three dimensions“. In: *The Leading Edge* 34.2, S. 190–194, 196 (siehe S. 14).
- Miller, R.D. (1956). „Physical Theory for Capillary Flow Phenomena“. In: *Journal of Applied Physics* 27, S. 324–332 (siehe S. 23, 45, 132).
- Moysey, S. M. J. (2010). „Hydrologic trajectories in transient ground-penetrating-radar reflection data“. In: *Geophysics* 75.4, WA211–WA219 (siehe S. 14).

- Mualem, Y. (1976). „A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media“. In: *Water Resources Research* 12, S. 513–522 (siehe S. 20).
- N., Allroggen., J. Tronicke und L. van Schaik (2014). „Time-lapse 3D GPR imaging of brilliant blue infiltration experiments“. In: *15th International Conference on Ground Penetrating Radar*. IEEE, S. 624–628 (siehe S. 14).
- N. Metropolis, A. W. Rosenbluth u. a. (1953). „Equation of State Calculations by Fast Computing Machines“. In: *Journal of Chemical Physics* 21.6, S. 1087–1092 (siehe S. 33).
- Naumann, G. u. a. (2018). „Global Changes in Drought Conditions Under Different Levels of Warming“. In: *Geophysical Research Letters* 45, S. 3285–3296 (siehe S. 13).
- Oskooi, A. u. a. (2010). „MEEP: A flexible free-software package for electromagnetic simulations by the FDTD method“. In: *Computer Physics Communications* 181, S. 687–702 (siehe S. 29).
- Otten, E. W. (2003). *Repetitorium Experimentalphysik für Vordiplom und Zwischenprüfung*. 2. Aufl. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York (siehe S. 25).
- Press, W. H. u. a. (2007). *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing*. Third Edition. Cambridge University Press (siehe S. 31–33).
- Rossi, M. u. a. (2015). „Coupled inverse modeling of a controlled irrigation experiment using multiple hydro-geophysical data“. In: *Advances in Water Resources* 82, S. 150–165 (siehe S. 14).
- Roth, K. (1995). „Steady state flow in an unsaturated, two-dimensional, macroscopically homogeneous, Miller-similar medium“. In: *Water Resources Research* 31.9, S. 2127–2140 (siehe S. 14).
- Roth, K. (2012). „Soil Physics. Lecture Notes“. www.iup.uni-heidelberg.de/institut/forschung/groups/ts/students/sp. Institute of Environmental Physics, Heidelberg University (siehe S. 17, 18, 23).
- Roth, K. u. a. (1990). „Calibration of time domain reflectometry for water content measurement using a composite dielectric approach“. In: *Water Resources Research* 26.10, S. 2267–2273 (siehe S. 27, 31).
- Schmalz, B., B. Lennartz und D. Wachsmuth (2002). „Analyses of soil water content variations and GPR attribute distributions“. In: *Journal of Hydrology* 267.3-4, S. 217–226 (siehe S. 14, 65).
- Topp, G. C. und E. E. Miller (1966). „Hysteretic moisture characteristics and hydraulic conductivities for glass-bead media“. In: *Soil Science Society of America Journal* 30, S. 156–162 (siehe S. 21, 22).
- Warrick, Vanes (2002). „Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods“. In: Hrsg. von J. H. Dane und G. C. Topp. *Soil Science Society of America Book Series* 5. Soil Science Society of America, Inc. (siehe S. 43).

- Wegener, I. (2004). „Simulated Annealing Beats Metropolis in Combinatorial Optimization“.
In: *Electronic Colloquium on Computational Complexity, Report No. 89*. ECCC Uni Trier (siehe S. 33).
- Weisheimer, A. u. a. (2011). „On the predictability of the extreme summer 2003 over Europe“.
In: *Geophysical Research Letters* 38 (siehe S. 13).
- Wikipedia: Permittivität* (2018). URL: <https://de.wikipedia.org/wiki/Permittivit%C3%A4t> (siehe S. 27).

Danksagung

Die Arbeit an dem in dieser Arbeit vorgestellten Promotionsprojekt wurde von einer Reihe von Personen und Institutionen unterstützt. Diesen möchte ich hier danken.

Diese Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) durch Projekt RO 1080/12-1 finanziert. Der DFG danke ich auch für ihre zusätzliche Finanzierung einer Vertretung während meiner Elternzeit. Der Heidelberg Graduate School for Fundamental Physics (HGSFP) danke ich für die Finanzierung der Teilnahme an zwei Konferenzen und der Übergangsfinanzierung der letzten Monate der Promotion. Für die Bereitstellung von Rechenkapazität auf dem *bwforcluster* danke ich den unterstützenden Institutionen des Landes Baden- Württemberg und der DFG.

Mein herzlicher Dank gilt meinem Betreuer Kurt Roth, der mich während meiner gesamten Arbeit am Institut für Umweltphysik in den letzten Jahren begleitet, inspiriert und motiviert hat. Ich danke für viele fruchtbare Diskussionen, viel vermitteltes Wissen und sehr viel Verständnis für meine aus Arbeitssicht nicht immer ideale persönliche Situation. Ich habe viel von dir gelernt, nicht nur in Bezug auf Bodenphysik.

Prof. Werner Aeschbach danke ich für die Erstellung des Gutachtens trotz Urlaubszeit.

Ich danke meinen Kolleginnen und Kollegen am Institut für Umweltphysik für ihre fachliche und physische Unterstützung während dieser Arbeit. Patrick Klenck und Stefan Jaumann danke ich für die Vermittlung von umfangreichem Wissen über GPR und Inversion und der konkreten Unterstützung bei der Handhabung ebendieser. Allen fleißigen Helfern bei den durchgeführten Feldexperimenten danke ich für viel Geduld, Durchhaltevermögen und Hitzeresistenz. Ohne euch wären die Experimente nicht möglich gewesen. Mein besonderer Dank gilt dabei Benedikt Hemmer und Eric Gleiss für die Zusammenarbeit während der Experimente. Angelika Gassama danke ich für ihre Unterstützung bei zahlreichen technischen Aspekten während der gesamten Arbeit und entschuldige mich für all die Male mit unaufgeräumt hinterlassenem Equipment. Philipp Geier und Christian Schröder danke ich für ihre technische Unterstützung bei der Steuerung des Feldscanners.

Der gesamten Arbeitsgruppe TS-CCEES danke ich für eine fabelhafte Arbeits- und Pausenatmosphäre. Hannes Bauser, Daniel Berg, Jule Thome, Sven Peyinghaus und meinem tollsten Bürokollegen Philipp Kreyenberg gilt zusätzlich noch mein Dank für die invertierte Zeit beim Korrekturlesen.

Ich danke meinen Eltern für langjährige Unterstützung meines ganz schön langen Bildungsweges und auch dafür, meine naturwissenschaftliche Neugier stets gefördert zu haben.

Am meisten jedoch möchte ich mich bei Frank bedanken - für gelebte Gleichberechtigung und selbstverständliche Unterstützung meiner Karriere, so wie ich auch ihn jederzeit unterstützen würde, für Dasein und Verstehen und das Zuhause, das er für mich ist. Bei meiner kleinen geliebten Lotti bedanke ich mich für viel Geduld mit „Mama arbeitet“ und „Mama ist krank“ und für all den Sonnenschein, den sie in mein Leben gebracht hat.